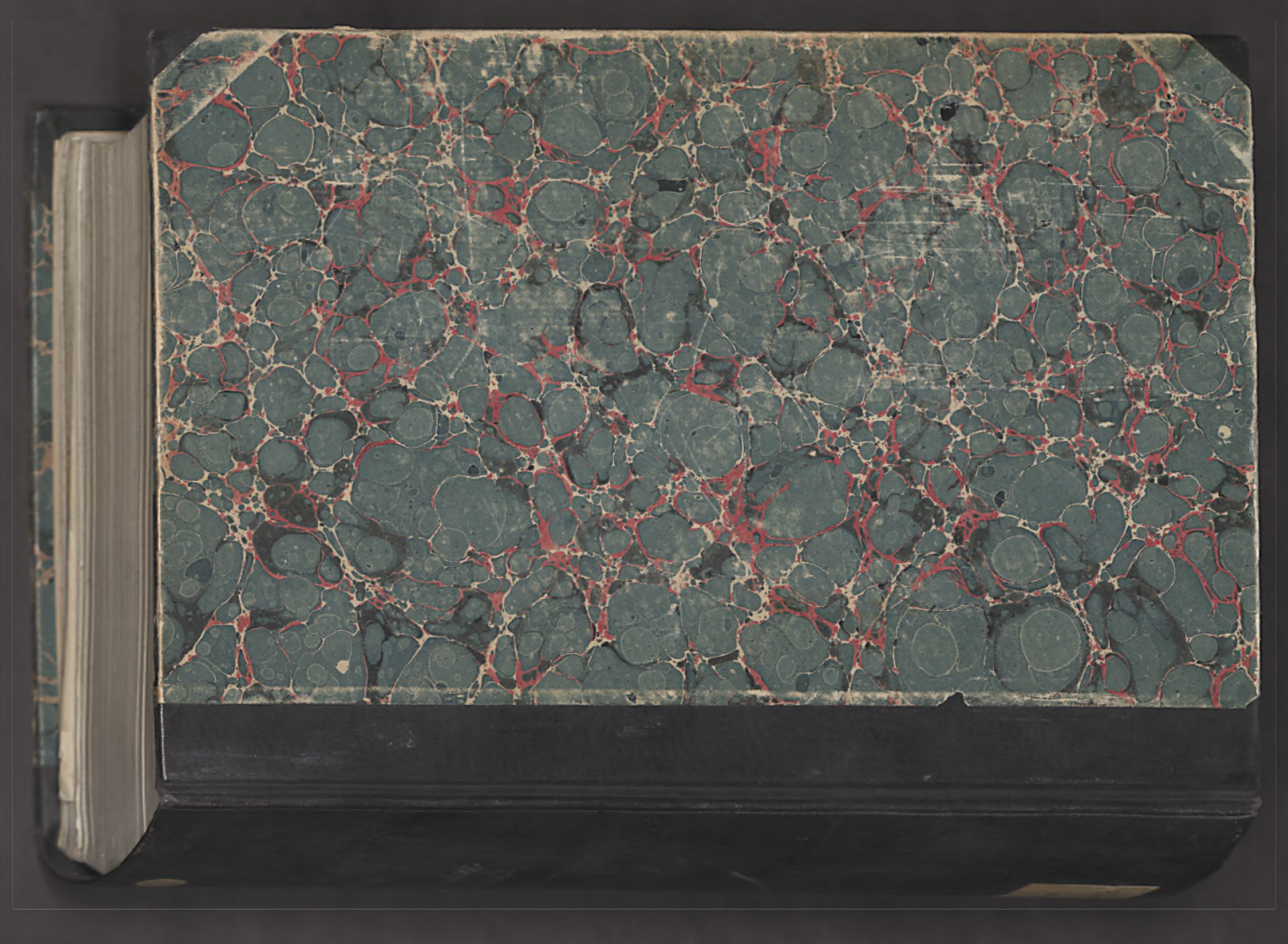


Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

53

1933

Do
1588

Do 1588 (N)

54 Taf.

4°





o 1585 V.

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin

für das Jahr

1932

Band 53

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Schriftleitung: Abteilungs-Direktor Schmierer

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BERLIN

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1933

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin

für das Jahr

1932

Band 53

Schriftleitung: Abteilungs-Direktor Schmierer

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
TH 15008

Wpisano do inwentarza ZAKŁADU GEOLOGII
Dział B Nr. 76.
Dnia 18. X. 1946.

BERLIN

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1933

7

BIBLIOTHEK
1934.378

Inhalt

Seite

Jessen, Werner: Die postdiluviale Entwicklung Amrums und seine subfossilen und rezenten Muschelpflaster. (Unter Berücksichtigung der gleichen Vorgänge auf den Inseln Sylt und Föhr.) Hierzu Tafel 1—8 und 7 Abb. 1— 69

Hesemann, Julius: Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers 1. Äußere, Rosenthaler und Velgaster Randlage. Hierzu Tafel 9 . . . . . 70— 84

Stahl, Alfred: Zur Horizontierung der Muldengruppenflöze in der Beuthener Steinkohlenmulde. Mit 3 Textabbildungen . . . . . 85— 94

Stahl, Alfred: Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläogeographie. Hierzu Tafel 10 und 3 Abbildungen . . . . . 95—111

Böhm, Johannes & Riedel, Leonhard: Über eine als *Placenticeras* beschriebene *Oppelia (Bornhardticeras* n. gen.) aus dem Neocom von Deutsch-Ostafrika. Hierzu Tafel 11 und 4 Textabbildungen . . . . . 112—124

Schriel, Walter: Zur Deckenfrage im Harz. Hierzu Tafel 12 und 6 Abb. . . 125—156

Schriel, Walter: Stratigraphie und tektonische Stellung des Acker-Bruchbergsystems im Harz. Hierzu Tafel 13 und 14 und 2 Abbildungen . . 157—176

Schriel, Walter: Die tektonischen Beziehungen zwischen Harz und Kyffhäuser. Mit 5 Abbildungen . . . . . 177—187

Behr, Johannes & von zur Mühlen, Leo: Zur Gliederung und Altersstellung des oberschlesischen Randdiluviums. Hierzu Tafel 15—17 und 6 Abb. . 188—207

Haubold, Werner: Über das Unterkarbon auf Blatt Goddelsheim am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Hierzu Tafel 18 und 4 Textabbildungen . . . . . 203—246

Burre, Otto: Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im Rheintal in Höhe des Siebengebirges. Hierzu Tafel 19 . . . . . 247—260

Michels, F. & Wenz, W.: Eine Küstenbildung des Meeressandes bei Oberdorfelden (Bl. Frankfurt/Main-Ost) . . . . . 261—262

Blanckenhorn, Max: Kritischer Überblick über die Tertiärablagerungen des nördlichen Hessens, ihr Alter, ihre Gliederung, ihren Gegensatz zu denen Südhessens und ihre Abgrenzung nach Süden. (Eine Entgegnung an W. Klüpfel und Fr. Schwarz.) Mit 1 Abbildung . . . . . 263—303

Stahl, Alfred: Zur Tektonik des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Mit 3 Abbildungen . . . . . 304—323

Burre, Otto: Die prätrachytische Oberflächengestaltung am Südrande der Niederrheinischen Bucht und ihre Veränderungen durch Eruptionsmechanismus und jüngere Schichtenverschiebungen. Hierzu Tafel 20 . . 324—338

Beyenburg, Edmund: Oberemscher und Untersenon in der Umgebung von Hamm (Westf.) . . . . . 339—343

Kegel, Wilhelm: Zur Tektonik des Lahn-Dill-Gebietes. 1. Über den Bau von Sattel- und Muldenschlüssen und die Bedeutung nordwestfallender Überschiebungen. Mit 9 Textabbildungen . . . . . 344—357

Kühne, Friedrich: Ein bemerkenswertes Vorkommen von Löß und interglazialem Torf bei Neheim-Hüsten (Ruhr) . . . . . 358—362

von Bülow, Kurd: Entstehung und Ausfüllung eines jungglazialen Tales (Leba-Urstromtal in NO-Pommern). Mit 14 Textabbildungen . . . . . 363—396

Fliegel, Gotthard: Das alte Gebirge im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Mit 1 Abbildung . . . . . 397—407

Seite

Kolumbe, Erich: Pollenanalytische Untersuchung der Schönberger Strandmoore (Salzwiesen) in Holstein. Studien zur postglazialen Florengeschichte Schleswig-Holsteins I. Mit 6 Textabbildungen . . . . . 408—420

Kolumbe, Erich & Koppe, Fritz: Über einen Bohlweg im Stapeler Moor (Ostfriesland) und seine Stellung im Pollendiagramm. Mit 3 Abbildungen . 421—428

Quiring, Heinrich: Neue Beiträge zur Geologie des Siegerlandes und Westerwaldes III. Die Siegburg-Wildberger Beckenfazies und die Strandverschiebungen des Siegener Meeres. Mit 4 Textabbildungen . . . . . 429—442

Range, Paul: Wallrücken (Oser) in der Umgebung von Lübeck. Hierzu Tafel 21 und 2 Abbildungen . . . . . 443—449

Kobold, Albrecht: Die Gliederung des Oberharzer Kulms nach Goniatiten. Stratigraphische Beobachtungen im Kulm des nordwestlichen Oberharzes unter besonderer Berücksichtigung der Grauwacken. Hierzu Tafel 22 und 23 und 3 Textabbildungen . . . . . 450—515

Schröder, Eckart: Über das oberkarbonische Alter des Auerbergporphyrs und einen Melaphyrschlot im Unterharz. Mit 3 Abbildungen . . . . . 516—525

Beyenburg, Edmund: Die Herkunft der Gerölle in den Osnabrücker Karbonkonglomeraten. Hierzu Tafel 24—26 und 4 Abbildungen . . . . . 526—552

Haack, W.: Über das marine Mittelmiozän von Lechtingen bei Osnabrück und die Umwandlung des Keupermergels in seinem Liegenden. Hierzu Tafel 27 und 2 Textabbildungen . . . . . 553—576

Glaessner, Martin F.: Neue Krebsreste aus der Kreide. 2. Teil. Hierzu Tafel 28 und 4 Abbildungen . . . . . 577—586

Steiner, Otto: Die Fortsetzung der Finnestörung zwischen Saale und Elster. Hierzu Tafel 29 und 1 Abbildung . . . . . 587—598

Sieverts, Hertha: Über die Crinoidengattung *Drepanocrinus* Jaekel. Mit 19 Textabbildungen . . . . . 599—610

Raecke, Horst: Paläogeographische Untersuchungen über den obersten Jura und den Wealden Nordwestdeutschlands. Hierzu Tafel 30, 31 und 7 Abbildungen . . . . . 611—654

von Gaertner, Hans-Rudolf: Petographie und paläogeographische Stellung der Gipse vom Südrande des Harzes. Hierzu Tafel 32—36 und 4 Abbildungen . . . . . 655—694

Schmierer, Th.: Über eine interglaziale Ablagerung nahe Wiedenbrück (Westfalen) und ihre Fauna . . . . . 695—700

Burre, Otto: Nachtrag zu: Die prätrachytische Oberflächengestaltung am Südrande der Niederrheinischen Bucht und ihre Veränderungen durch Eruptionsmechanismus und jüngere Schichtenverschiebungen 701

Grupe, O.: Bitumenführende Horizonte im nordwestdeutschen Weißen Jura und ihre Bedeutung als Bildner schwefelwasserstoffhaltiger Grundwässer und Quellen. Hierzu Tafel 37—39 und 3 Textabbildungen . . . 702—730

Assmann, P.: Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 1: Der Buntsandstein. Hierzu Tafel 40 . . . . . 731—757

Behr, Johannes & von zur Mühlen, Leo: Die Urbettung der Glatzer Neiße und Freiwaldauer Biele. Hierzu Tafel 41—44 . . . . . 758—765

Franz, V.: Zur Paludinensystematik. Eine Antwort an D. GEYER . . . . . 766—776

Ahrens, Wilhelm & Burre, Otto: Der sog. „Bertenauer Vulkan" im Westerwalde und die petrographische Stellung seiner Basalte. Mit 10 Abb. . . 777—804

Ahrens, Wilhelm: Die Ausbruchstelle des Andernacher Lavastromes. Mit 9 Abbildungen . . . . . 805—812

Ahrens, Wilhelm: Ein isolierter Tuffdurchbruch im südlichen Maifeld (Eifel) und die Herkunft des vulkanischen Sandes auf den Hochflächen der Eifel und des Hunsrücks . . . . . 813—818

Dahmer, Georg: Entwicklung der Unterdevonfauna des Oberharzes im Lichte der neuen Anschauungen über die Stratigraphie . . . . . 819—827

Scharf, Willi: Das norddeutsche Diluvium in eistektonischer Betrachtung vom Standpunkte der Gefügekunde. Mit 3 Abbildungen . . . . . 828—850

Seite

Ahrens, Wilhelm: Die Basaltvulkane des südöstlichen Laacher-See-Gebietes und ihre Lavaströme. Hierzu Tafel 45 und 7 Textabbildungen . . . . 851—878

Schriel, Walter: Stratigraphische Probleme im rheinischen Devon und ihre Auswertung für die Umdeutung der geologischen Karten . . . . . 879—890

Burre, Otto: Das Tertiär am Minderberge (Grube Stößchen). Mit 2 Abb. . . 891—906

Kegel, Wilhelm: Zur Kenntnis paläozoischer Ostrakoden 3. Leperditiidae aus dem Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges. Hierzu Tafel 46 und 15 Abbildungen . . . . . 907—935

Kegel, Wilhelm: Über den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet. Mit Tafel 47 und 48 und 1 Abbildung im Text . . . . . 936—946

Klinghardt, F.: Beobachtungen an lebenden und fossilen Schlangen-Seesternen, Quallen und Rudisten. Hierzu Tafel 49—53 und 7 Abb. . . . 947—963

1. Orts-Register . . . . . 964—966
2. Sach-Register . . . . . 967—973
3. Fossil-Register . . . . . 974—975

Amtlicher Teil

Tätigkeitsbericht der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1932 . . . . . 976—1014

Arbeitsplan der Preuß. Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1933 . 1015—1029

Personal-Bestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. März 1933 . . . . . 1030—1038

Zimmermann I, Ernst: Nachruf auf Hans Heß von Wichdorff . . . . . 1039—1062

Sitzungsberichte

1. **Dienst, Paul:** Vorweisung eines montierten Skeletts von *Nothosaurus* sp. aus dem Mittleren Muschelkalk von Rüdersdorf . . . . . 1—3
2. **Trenel, Max:** Über den Einfluß von löslicher und unlöslicher Tonerde auf das Pflanzenwachstum im Sandboden bei und ohne Gegenwart von Kieselsäure 4
3. **Hesemann, Julius:** Über eine morphologische Grenze in Norddeutschland 5
4. **Ihnen, K.:** Die Arbeit im Gelände für die landwirtschaftlich-bodenkundliche Erläuterung 6
5. **Udluft, Hans:** Über den Fund zweier menschlicher Schädel im Lippetal 7
6. **Fischer, Georg:** Die Kulmgrauwacken 8
7. **Geller, A.:** Bedeutung von Struktur und Textur für die Gesteinssystematik 9
8. **Bärtling, R.:** Das niederrheinische Erdbeben im November 1932 10
9. **Berg, G.:** Die Entstehung der Eruptivgesteinstypen (Zusammenfassung neuerer Forschungen) 11
10. **Kaemmerer, O.:** Die heutige Torfindustrie und ihre bergwirtschaftliche Bedeutung 12
11. **Meisner, M.:** Die Metaphysik der Bergwirtschaft 13
12. **Stahl, Alfred:** Inkohlung und Flözlagerung im ostsudetischen Steinkohlenbecken 14
13. **von Gaertner, Hans-Rudolf:** Die Zerschneidung der Hochfläche Thüringens im Schwarzatal und die Entwicklung der heutigen Formen der Landschaft 15
14. **Wolff, W.:** Ziel und Rahmen der diesjährigen Bodenkartierungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt 16
15. **von Bülow, Kurd:** Die theoretischen und kartographischen Grundlagen der Bodenkartierung 17
16. **Görz, Georg:** Die Auswertung bodenkundlicher Karten in der Praxis . 18
17. **Stockfisch, K.:** Zur Frage der Entstehung von Kohlen 19

Seite

18. **Platte, K.:** Die für den Geologen wichtigen Änderungen des preußischen Bergrechts seit dem Weltkriege 20
19. **Behr, Johannes:** Referat über Karl Fischer: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Weser-Allergebiet. Jb. Gewässerk. Norddeutschl. 1932 21
20. **Dietz, C.:** Die Schichtenfolge des Baugrundes von Groß-Berlin 22
21. **Utescher, K.:** Einige Bemerkungen zur Frage der nichtstandfesten Tone . 23
22. **Bode, Hans:** Die Flora des Flözleeren 24
23. **Gropp, W.:** Palaeobotanisch-stratigraphische Vergleiche innerhalb des niederschlesischen Karbons 25
24. **Benade, W.:** Die chemische Untersuchungsmethodik von Binnensee-Sedimenten 26
25. **Wunstorf, W.:** Ältestes Tertiär und Senon auf dem Wassenberger Spezialhorst 27
26. **Reich, H.:** Über magnetische Messungen im Hannoverschen Erdölgebiet . 28
27. **Udluft, Hans:** Vorschlag einer Benennung der feinkörnigen Nebengesteine des Flözführenden im rheinisch-westfälischen Oberkarbon 29
28. **Meister, Ernst:** Die kohlensäurehaltigen Mineralquellen der Grafschaft Glatz 30
29. **Geller, A.:** Seltene Elemente (Nachweis, Geochemie, Verwendung) . . . 31

Druckfehler-Berichtigung

Seit 337 muß es in der Überschrift der Tabelle „Rheinischen Schiefergebirges“, nicht „Rheinischen Schwefelgebirges“ heißen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die postdiluviale Entwicklung Amrums und seine subfossilen und rezenten Muschelpflaster

(Unter Berücksichtigung der gleichen Vorgänge auf den Inseln Sylt und Föhr)

Von Werner Jessen, Halle/Saale

(Hierzu Tafel 1—8 und 7 Abbildungen.)

Inhalt: Seite

I. Teil: Die postdiluviale Entwicklung der nordfriesischen Inseln.

Vordiluviale Tektonik und Lage des Tertiärs 2
Das Diluvium 3
Das Zweite Interglazial. Tuul und Eem. 8
Die dritte Vereisung 10
Das Postdiluvium. Yoldiasenkung und Ancylushebung . . . 10
Die Litorinasenkung 12
Das westliche Amrumer Litorinakliff 14
Die Litorinagrenze des Diluviums im S und O Amrums 17
Die Litorinagrenze auf Föhr und Sylt 22
Litorinasandschaare 24
Die postdiluvialen Schichten 24
Der Heidsand 25
Der Sandahl 27
Der Maar 27
Die drei Bleichsandhorizonte 29
Umbildung durch das subatlantische Klima 30
Die rezente Dünenbildung 31
Die Bildung der Haken, Vordünen und Randdünen
Erneute, rezente Korrasion an Geschieben des Windkanterpflasters durch den „Sandstaav" (Sandgestöber) 37
Die prähistorischen Funde in Beziehung zur postdiluvialen Entwicklung der Inseln 39

II. Teil: Die rezenten, subfossilen und fossilen Muschelpflaster.

Streupflaster 41
Die Verteilung von Sand und Schlick östlich der Inseln 43
Die Mollusken des Watts 43
Die sandige Mittelzone. Priele 45
Die schalenfreie Schlickzone und der Transport zum Pflasterraum 47
Die Pflasterzonen 47
Die Lage des Amrumer Pflasters 48
Das Muschelpflaster (Mytiluspflaster) 48
Die Mischzone 49
Der Litorinasaum 50
Der Hydrobiensaum 50
Das Pflasterwachstum (Pflasterhorizonte) 51
Erhaltung der Pflaster 56
Wiederholung der Pflaster übereinander 57

Seite
Schlickbildung und Entstehung der Marschen . . . 57
Abradierende und akkumulierende Transgressionen 61
Zusammenfassung 64
Literaturverzeichnis 66

I. Teil: Die postdiluviale Entwicklung der nordfriesischen Inseln

Vordiluviale Tektonik und Lage des Tertiärs

Die nordfriesischen Inseln Sylt, Föhr, Amrum nehmen durch ihre tertiärdiluvialen Kerne gegenüber allen anderen Inseln der Deutschen Bucht eine Sonderstellung ein. Nur Eiderstedt, dessen Kerne heute durch Eindeichung von Marschland dem Festland angegliedert sind, ist noch anzufügen. Da die ostfriesischen Inseln (Schucht, 1911) wie Röm, nördl. Sylt (Moritz, 1909), Alluvialbildungen sind, ist die Theorie einer ehemaligen, schützenden Nehrungskette, deren Reste die Inseln sein sollen, schwer erschüttert worden. Erst Ameland, Terschelling, Vlieland und Texel besitzen wieder Diluvium.

Durch die den tieferen Untergrund erfassenden Messungen erdmagnetischer Störungen von Reich (1927, 1928 a, b) wird die tektonische Stellung unseres Gebietes geklärt, trotzdem hier wie meist auf der saxonischen Scholle (Tornquist, 1910) die älteren Formationen durch Tertiär und Diluvium bedeckt sind. An der mitteldeutschen Hauptscholle hat Weigelt (1920 b, 1929) die Auflösung eines derartigen halbstabilen Bereiches in Teilschollen und deren Verhalten als Kippschollen klargestellt. Analog dazu hat Voigt (1929, 1930) den Kippschollenbau Schonens bewiesen. In beiden Gebieten gibt es NW—SO streichende Schollen älteren Gesteins, die die jüngeren Sedimente wesentlich beeinflussen (Thüringer Wald, Harz, Flechtinger Höhenzug; bzw. Romeleås, Kullen, Söderås u. a. m.). Anscheinend bildet auf der saxonischen Scholle die bisher nur hypothetische Pompeckj'sche Schwelle, die Reich den von ihm gefundenen Massiven von Sylt, Husum, Kiel, Schwerin und Pritzwalk gleichsetzt, eine solche gehobene Teilscholle; denn die Massive liegen in einer geraden, NW—SO verlaufenden Linie hintereinander. Haack (1926) folgert daraus, daß die Schwelle „sich aus dem Gebiet der Nordsee über die cimbrische Halbinsel gegen SO zum Ostrand des böhmischen Pfeilers und weiter" hinzieht. Pompeckj (1919, 1921) fordert die Schwelle für Erklärung der kambrischen Faunenunterschiede. Sie ist später durch die bekannten Bruchsysteme beansprucht — sudetische (antivaristische) und rheinische Begrenzungen der Massive (Reich, 1928 b) — und zu einer langgezogenen Scholle umgestaltet worden. Born (1927) leitet die kristallinen Gerölle des rheinischen Karbon von N her. Die kristallinen Gerölle in der Lüneburger Kreide (Ernst, 1921) setzen wieder eine Entblößung des kristallinen Untergrundes an besonders stark gehobenen Schollenteilen voraus. Andere Teile müssen tiefer gelegen haben, wenn im Diluvium dieselbe Schwelle als Lieferant der Devonscholle von Schobüll (Haack, 1926; Jung, 1928) angesehen werden soll. Nördlich von ihr vermutet Reich (1928 b) auf Grund von magnetischen Anomalien in Jütland, im kleinen Belt, auf Rügen und an der Odermündung eine weitere Schwelle. Becksmann (1931) faßt „das Gebiet zwischen Moen-Rügen-Odermündung und der Pompeckj'schen Schwelle als Jütisch-obotritische Scholle" auf und weist auf die Häufigkeit der Diluvialschollen an den von ihm als aufgebogenen Schollenkanten angenommenen Störungszügen hin.

Junge Bewegungen des Sylter Massivs am NW-Ende der Pompeckj'schen Schwelle bedingen die Heraushebung des Tertiärs auf Sylt. Die Gerölle im Kaolinsand möchte ich aber nicht wie Reich (1928 b) von dem z. T. unter ihm liegenden Sylter Massiv herleiten. Stolley (1901 b) hat gezeigt, warum umfassendere, tektonische Bewegungen vor Ablagerung des Kaolinsandes nicht stattgefunden haben können. Kürzlich hat er (Stolley, 1929) zwar einige Danienfeuersteine in ihm gefunden, doch beweist die geringe Zahl hier und das völlige Fehlen von Feuersteinen in dem durch Hucke (1927, 1928 a, b) über eine große Fläche Norddeutschlands nachgewiesenen Kaolinsand, daß Kreide nur ganz lokal aufgearbeitet wurde. Troedsson (1927) erklärt die Häufigkeit der diluvialen Silurgeschiebe durch tertiäre Schuttanhäufung des nie unter größere Sedimentbedeckung geratenen, deshalb immer wieder aufgedeckten Kambrosilurs. Das gleiche könnte die Geröllführung des Kaolinsandes erklären. Seine Entstehung stellt eine flächenhafte Schuttüberdeckung dar, deren Material aus Skandinavien stammt. Dieser Schutt muß schon die jüngeren Sedimente Südschwedens, besonders die Kreide, mit einer so mächtigen Decke überzogen haben, daß diese nicht in ihn aufgenommen werden konnten.

Auf Amrum steht das Tertiär, nach dem reichlich Tertiärmaterial führenden Diluvium zu urteilen, in geringer Tiefe an. Es ist von Krause (1909) nach der Dezemberflut 1909 am Steenodder Kliff gefunden worden. Von Föhr beschreibt Häberlin (1911) einen „blauen, sehr kreidehaltigen Geschiebemergel, reich an eozänen und miozänen Geschieben" bei der St. Laurentiikirche. Nach dessen hohem Kalkgehalt und der weniger als 1 m tief reichenden Verwitterung scheint ihm nur ein Alter der dritten Vereisung möglich. Es fällt aber einmal die Isoliertheit des dortigen Vorkommens auf — ein derartig abweichender Geschiebemergel kann doch nirgends übersehen werden —, dann aber auch, daß erst die Ablagerungen der beiden ersten Vereisungen, die in unmittelbarer Nachbarschaft vorhanden sind, hätten abgeräumt werden müssen, um zu den keinen langen Transport überdauernden, nur als Lokalgeschiebe auftretenden Tertiärablagerungen zu gelangen. Vielleicht steht dieses Vorkommen mit den blauschwarzen Tonmergeln und dem unterlagernden ältesten Diluvium des Gotingkliffs in Zusammenhang. Tertiärer Glimmersand und Quarzsand ist nach Ottsen (1906) bei Borgsum und Ütersum in etwa 6 m Tiefe erbohrt worden. Schon im östlichen Föhr ist selbst das Diluvium unter die Marsch abgesunken.

Das Diluvium

Zur Erkennung der diluvialen Schichtenfolge ist als größter Aufschluß von jeher das Rote Kliff herangezogen worden. Nach Meyn's (1876) geognostischer Beschreibung waren es vor allem Stolley und Wolff, die zu den annähernd gleichen, heute gültigen Horizontierungen kamen. Das Profil lautet nach Stolley folgendermaßen (nach Struck [1910] zusammengestellt):

Postglazial bis zum Vorrücken der dritten Vereisung	Humus Heidsand
2. Interglazial	2. Windkanterzone Kreuzgeschichtete Sande
2. Vereisung	Hauptmoräne Grenzkonglomerat
1. Interglazial Abschmelzwässer der ersten Vereisung Tertiär	1. Windkanterzone Diagonal geschichteter Kaolinsand mit Geschieben Kaolinsand

Erschwert werden die Untersuchungen dadurch, daß echter Geschiebemergel fast vollkommen fehlt, während fluvioglaziale Sande und stark sandiger Geschiebelehm, der keine Spur von Kalk mehr besitzt, weitaus überwiegen. Aus diesem Grunde fehlen auch die weniger widerstandsfähigen Sedimentärgesteine, vor allem Kalke, die STOLLEY allerdings durch kleinste Geschiebe nachweisen konnte. Beim Abgehen der südlich der Marschwiese „Neuland" gelegenen, O—W laufenden Nordgrenze des Sylter Diluviums (Abb. 1) fand ich auch dort den rotbraunen Geschiebelehm, der dem Roten Kliff seinen Namen gegeben hat. In genau derselben Beschaffenheit steht er an der W- und SW-Küste von Föhr an. Im Gotingkliff tritt unter dieser „Hauptmoräne" noch älteres Diluvium auf. Zweimal (nach der Dezemberflut 1909 gab es nach HÄBERLIN (1911) noch zwei weitere Stellen) tauchen durch Eisdruck aufgepreßte Tonschollen auf, über denen ein weißlich-gelber Sand liegt. Darüber folgt das Diluvium der Hauptvereisung. STOLLEY (1901 c) gliedert in:

Jetztzeit	Jüngste Flugsandbildung
Von der Postglazialzeit bis zur 2. Interglazialzeit zurück	Heidesand (bis 1 m mächtig), zu oberst stark humos
2. Vereisung, resp. 2. Interglazialzeit	Geschiebesand (¼—1 m mächtig) zu oberst stark humos
1. Vereisung, resp. 1. Abschmelzperiode	feine Sande, fast geschiebefrei (bis zu mehreren m mächtig) Schwarze Tonmergel und Tone, stark gestaucht (aus der Tiefe ansteigend)

HÄBERLIN (1911) konnte das Profil noch vervollständigen. Unter dem Tonmergel wurde 1909 schwarzer Geschiebemergel aufgeschlossen. „Er ist kratzig-sandig, geschiebeführend, mit typischer Moränenstruktur... und muß wohl als unterster Geschiebemergel aufgefaßt werden." Damit ist das Alter der Sande und Tone zwischen der ersten und zweiten Vereisung festgelegt. Aus der Sedimentationsfolge Geschiebelehm (Hauptvereisung) über Sand, über Ton geht aber hervor, daß es sich hier um der heranrückenden, zweiten Vereisung unmittelbar vorausgehende Ablagerungen handelt, und nicht, wie STOLLEY angibt, um Schmelzwasserprodukte der abziehenden ersten Vereisung. Der fossilfreie, sehr kalkhaltige Ton, der nach WOLFF (1910) beim Schlämmen keine Spur nordischen Materials erkennen läßt, ist der äußerste Absatz der aus dem vorrückenden Gletscherrand der zweiten Vereisung kommenden Wässer. Bei weiterem Herannahen des Eises werden über ihm feine Sande abgelagert. Beide werden schließlich vom Eise selbst überschritten, aufgepreßt und von seiner Grundmoräne überlagert. Am östlichen Ende des Gotingkliffs fand ich ungefähr 10 m vor dem aus dem rotbraunen Geschiebelehm der Hauptvereisung bestehenden Kliff eine senkrecht zum Küstenverlauf ins Meer streichende Rippe von auffallend schwarzer Farbe, die gegen das Kliff untertaucht (T. 1, Fig. 7). Zum Meer hin steigt sie bei 4 m Länge 1 m hoch auf. Dann ist sie von der Brandung abgeschnitten, wie in dieser Richtung liegende Trümmer zeigen. Der erhaltene Komplex besteht aus einer sandigen Mittelzone und sandigem, geschiebereichen Moränenmaterial im Hangenden und Liegenden. Bei stärkerer Vergrößerung sieht man, daß die Sandkörner, die zum großen Teil eckige Formen haben, mit einem schwarzen Überzug versehen sind. Ein Belegstück vom genannten, untersten Geschiebemergel, das ich zum Vergleich von der Preußischen Geologischen Landesanstalt erhielt und von GAGEL als Mangansandstein bestimmt ist, zeigt die Identität des dortigen Vorkommens mit

der Rippe. Sie ist ein weiterer durch die Hauptvereisung aufgepreßter Sattel des ältesten Diluviums.

Die Amrumer Diluvialaufschlüsse kennzeichnet Zeise (1891):

„Diese Insel ist unter den drei durch Diluvium ausgezeichneten Inseln Sylt, Föhr und Amrum in geognostischer Beziehung die am wenigsten interessante. Steilabfälle . . . sind auf Amrum so gut wie gar nicht vorhanden, und was davon da ist, läßt nur geschiebereichen Decksand erkennen."

Meyn (1876) trägt allerdings das Steenodder Kliff schon als Miozän auf seiner Karte ein, um auf die Möglichkeit des Vorkommens an dieser Stelle aufmerksam zu machen. Ein Anschnitt an dem ungefähr nur noch 2 m hohen SW-Ende des Kliffs zeigte eine Verknetung der rotbraunen Sande mit helleren (T. 1, Fig. 4), woraus eine diluviale Umarbeitung des an Limonitsand erinnernden Hauptkörpers des Kliffs hervorgeht. Weitere Anzeichen, daß das Diluvium im südlichen Teil der Insel „nach seinem Liegenden von nahezu geschiebefreien, aber reichliches Tertiärmaterial führenden Sand- und Grandablagerungen gebildet wird" (Struck, 1910), fand ich in einer Kiesgrube zwischen Süddorf und Leuchtturm (T. 1, Fig. 1). In großer Anzahl kommen hier in nahezu horizontal gelagerten, deutlich durch Wasser aufbereiteten Schichten zwischen nordischen Geschieben Toneisenrinden und direkt aus Limonitsandstein bestehende Gerölle vor. Bei ihrer geringen Widerstandsfähigkeit — sie sind nur äußerlich mit einer etwas eisenreicheren, daher härteren Kruste versehen — können sie keinen langen Transport durchgemacht haben, sondern stellen Lokalmaterial des tertiären Untergrundes dar. Ganz anders als hier ist das Diluvium im Nordteil des Diluvialkerns. Südlich Norddorf sind in einer Kiesgrube fluvioglazial geschichtete Sande aufgeschlossen, deren unterer Teil schräg, deren oberer dagegen fast horizontal geschichtet ist (T. 1, Fig. 2, 3). In scharfem Kontrast zu dem südlichen Diluvium mit seiner braunen Farbe steht hier das überwiegende Weiß. Nur einzelne, besser wasserleitende Schichten sind sekundär braun gefärbt. Hier ist also nicht Limonitsand, sondern Kaolinsand aufgearbeitet worden. Wenn auch hier auf Amrum nur Vermutungen über den tertiären Unterbau bestehen, so kann man doch nach den festgestellten Unterschieden auf den Aufbau des Morsumkliffs hinweisen. Hier liegen in verhältnismäßig geringer Entfernung dreimal Kaolinsand und jedesmal südlich unter diesem auftauchend Limonitsandstein. In Analogie dazu scheint es durchaus möglich, daß in Amrum nochmals eine solche Schrägstellung vorhanden ist, die nicht einmal so schräg zu stehen braucht wie auf Sylt, da das „Kaolinsandgebiet" und das „Limonitsandsteingebiet" sich zusammen über mehrere Kilometer erstrecken. Nach oben wird das Profil der Norddorfer Grube durch den gering ausgebildeten, aber doch gut erkennbaren Windkanterhorizont abgegrenzt. Er liegt schon so nahe der Tagesoberfläche, daß die Humuslösungen durch ihn hindurch einen Teil des Liegenden gefärbt haben. Im mittleren Teil der Insel sind die Ablagerungen der Hauptvereisung verhältnismäßig unverändert. Nur vereinzelt sind schnell auskeilende Lagen gröberen Materials zu erkennen. Da aber die Höhenlage der dortigen Aufschlüsse kaum von der der nördlich und südlich gelegenen Aufschlüsse abweicht, kann man diesen Erhaltungszustand wohl nicht als durch besondere Höhenlage entstanden erklären, sondern muß spezielle Strömungsrichtungen annehmen, die sich die in den nördlichen und südlichen Ablagerungen zum Ausdruck kommenden Schmelzwässer schufen, während sie andere Teile unberührt ließen. In einer jetzt fast völlig wieder verschütteten

Kiesgrube am Südausgange Süddorfs fand ich Geschiebenester, die in einer fast völlig geschiebefreien, sandigen Umgebung lagen, also eine Konzentration der Geschiebe darstellen. Diese Erscheinung, die auch STOLLEY (1901 c) aus dem Geschiebesand Sylts erwähnt, ist sicher auf Fließerdebildung zurückzuführen, wie sie von den heutigen Gletschern auf Spitzbergen von GRIPP (1927)beschrieben worden ist. Wo im Dünengebiet Amrums die Winderosion Kiesflächen freilegt, machen sich diese Geschiebenester als Steinhaufen und streckenweise von der gewöhnlichen Kiesbedeckung abweichende Stellen bemerkbar, auf denen plötzlich Geschiebe von Faustgröße und größer überwiegen. Hierbei läßt sich nachweisen, daß die Menschen der Steinzeit derartige Stellen zur Anlage von Brandherden benutzt haben (T. 4, Fig. 7).

Große Übereinstimmung zeigen die drei Inseln in ihrer Oberflächengestaltung des Diluviums. Auf Amrum konnte ich 4 NW—SO verlaufende Diluvialrücken festlegen, die durch klar zu erkennende Talzüge getrennt werden. Der SW des Inselkerns (Abb. 2) stellt das erste Hochgebiet dar. Sein höchster Punkt liegt östlich des Leuchtturms in 12 m Höhe. Der Leuchtturm liegt gleichfalls auf ihm, doch ist seine weitere Ausdehnung wegen der Dünenbedeckung schlecht festzustellen. Scharf abgegrenzt wird es gegen NO durch einen Talzug, der in seinem südlichen Teil sogar noch mit Schlick erfüllt ist. Er beginnt an der zwischen Wittdün und Steenodde liegenden Sandmarschbucht im NO der verfallenen Vogelkoje II (2,5 m) und setzt sich in den Gußkölk (2,2 m) fort. Sein weiterer Verlauf geht in NW-Richtung über das südlichste, allein liegende Haus von Süddorf (4,5 m) zur Haltestelle Süddorf (8 m), von dort in Richtung der Bahn bis zum Kinderheim Satteldüne (8,5 m). NW hiervon liegt eine Windmulde in den Dünen in nur 7,7 m Höhe. Das Ende des „Tales" ist die „Litorinabucht", eine auf der Karte deutlich erkennbare Einbuchtung der Isohypsen, deren Lage an dieser Stelle zweifellos mit einem schon vorher vorhandenen Tiefengebiet zusammenhängt. Der anschließende zweite Höhenzug ist der breiteste von allen. Seine S- und O-Grenze bilden der N-Rand der Schlickbucht, der rasch von 2,5 auf 7—8 m ansteigt und die Häuser von Steenodde trägt, und das erwähnte Kliff, das maximal 8 m hoch ist. Besondere Höhen werden einmal im SW von Steenodde mit 12 m und im Eesenhugh (19,55 m) erreicht. Bei diesem sind aber 3—4 m der Aufschüttung des Grabhügels abzuziehen. Im NO von Süddorf liegen bei dem Klaffhugh Höhen von 13 und 14 m. Die Süddorfer Mühle liegt über 12 m, die Nebeler Mühle sogar auf einem SO—NW gestreckten Rücken, der zweimal 17 m und bei Haus Klar Kimming noch 16,5 m hoch ist. Der Höhenzug verschwindet schließlich in dem südlich der Vogelkoje I gelegenen, ins Heideland vorspringenden Dünenbogen. Die Ortschaften Nebel und Süddorf liegen an seinem N- und S-Abhange, weil hier das in ihm enthaltene Wasser am leichtesten zu erreichen ist. Die Windmulden der Dünen, die meist bis auf den diluvialen Kies hinunterreichen, zeigen in der angegebenen Richtung Höhen von 14—15 m. A Hörn, die Stelle, wo die Westküste aus NNO in SSW umbiegt, stellt das Ende des Höhenzuges dar. Dieser Vorsprung ist eben der dortigen Höhenlage des Diluviums zu verdanken, die hier am Abbruch des „Litorinakliffs" (heute findet hier keine Abrasion mehr statt) 13 m beträgt und damit die höchste Stelle des Diluviums der Westküste ist. Das im NO angrenzende Tal ist besonders am SO-Ende durch die Nebeler Marschbucht (2 m) und an dem Tief, das die Anlage der Vogelkoje I möglich machte, kenntlich, doch zeigen auch die zwischen beiden liegenden Isohypsen ein klares „talmäßiges" Zurück-

springen von Nebel in NW-Richtung. Östlich der Vogelkoje liegt ein größerer Kessel, der im Innern 12,7—12,9 m hoch ist. Die ursprüngliche Entwässerung dieses Gebietes könnte früher nach NW erfolgt sein, da die in den Dünen freigelegten Kiesflächen in dieser Richtung alle geringere Höhen haben (9—10 m), sie kann aber auch nach SO gegangen, jetzt aber durch den südlich vorspringenden Dünenbogen verschüttet worden sein. Zwischen letzterem und der südlich Norddorf gelegenen Marschbucht Anlunn, die den SO-Anfang des nächsten Tales darstellt, liegt ein dritter Höhenzug. Südlich des Bearendeals ist sein Anfang durch ein 4,8 m hohes, subfossiles Kliff gekennzeichnet, an das das Meer schon fast wieder heranreicht. Der trigonometrische Punkt beim Makkanhugh ist 13,84 m hoch. Westlich davon liegt eine weitere Höhe mit 15,3 m. Ein ziemlich schmaler Höhenzug zieht von hier mit 13—14 m zu dem nördlich der Vogelkoje gelegenen Dünenbogen. Das von Anlunn eingreifende Tal steigt allmählich auf 6,8—9,7 m an, sinkt aber beim Norddorfer Bahnhof wieder auf 9—8 m ab. Der letzte Höhenzug beginnt am Boragh (6,6 m). Sein NW-Verlauf stellt die N-Grenze des Diluviums gegen das Norddorfer Marschland dar. Der trigonometrische Punkt bei Norddorf ist auf 11,2 m eingemessen. Auch der neuere Teil des Ortes liegt über der 10-m-Isohypse. Die ursprüngliche Siedlung liegt an der unmittelbaren Grenze Geest—Marsch wieder wegen der dortigen leichtesten Wasserversorgung.

Auf Föhr und Sylt lassen sich dieselben Verhältnisse nachweisen. Am NO-Rand des Diluviums von Föhr gegen das anschließende Marschland liegen die Siedlungen Midlum, Övenum, Wrixum, Boldixum und Wyk, eine fast unmittelbar an die andere anschließend, in einer NW—SO verlaufenden Linie, die sicher kein Ergebnis einer späteren Abrasion darstellt, sondern von der ursprünglichen Höhenverteilung des Diluviums abhängig ist. Der Beweis dafür sind die im SW gelegenen, genau parallel dazu angeordneten Höhen von 12 und 13,2 m. An diesen diluvialen Hauptkörper Föhrs schließt sich westlich eine große Marschbucht an, die bis Nieblum reicht. Analog greift von der S-Küste westlich des Flugplatzes ein kleines Schlicktälchen ein, dessen NW-Richtung auf eine Depression von 3,6 m zeigt und von dort auf Nieblum zuläuft. Wieder liegen, wie überhaupt alle Föhrer Siedlungen, die Häuser des Dorfes an der Stelle der leichtesten Wasserversorgung. Goting (Gotingkliff!)—Borgsum—St. Laurentiikirche bezeichnen den NO-Rand des nächsten Höhenrückens, an dessen SW-Abfall Witsum liegt. Im SW von Witsum und O von Ütersum greifen noch einmal zwei „Schlickmulden" ins Diluvium und trennen bis auf ein schmales Mittelstück das Diluvium von Hedesum—Ütersum von dem vorhergehenden ab (westl. Ütersum diluviales Kliff!). Die Diluvialinseln von Toftum—Klintum—Oldsum—Süderende und von Dunsum liegen ungefähr in der Verlängerung des Höhenzuges von Wyk—Midlum.

Auf Sylt scheint die Anordnung des Diluviums zuerst dem Geschilderten zu widersprechen. Die Kerne von Morsum und Archsum scheinen unter sich und letzterer von dem Hauptkern durch SW—NO verlaufende Marschstreifen unterbrochen zu sein. Bei der Feststellung der Grenze Geest—Marsch zwischen ihnen sieht man aber, daß Marschbuchten und Zungen von Diluvium auch hier eine bevorzugte Höhenverteilung in NW—SO-Richtung angeben. Am deutlichsten zeigt dies die von der Tinumburg nach Westerland eingreifende Marschbucht. Die maximalen Höhen des Hauptkerns lassen dieselbe Gesetzmäßigkeit erkennen, wodurch die von Wolff (1928) beschriebenen „Täler ohne Anfang und Ende" zustande kommen.

Ich habe absichtlich von Talzügen, nicht von Tälern, gesprochen, weil ich in der geschilderten, auf allen drei Inseln auffällig übereinstimmenden Oberflächengestaltung des Diluviums eine von keiner späteren Umgestaltung ergriffene Ablagerungsform sehe. Wir haben hier tatsächlich „das alte diluviale Hügelland" (Wolff, 1928) vor uns und die parallel angeordneten Talzüge müssen eine Bildung der zweiten Eiszeit bzw. deren Einflüsse durch an ihrem Eisrande entlangfließende Schmelzwässer sein. Spätere Entwässerung könnte nie ein so einheitliches System geschaffen haben. Auch sind bei so geringen Höhenunterschieden die heutigen Niederschlagsmengen zu gering, als daß sie derart umfangreiche „Täler" hätten schaffen können, deren vorhandenen Richtungen sich die heutige Entwässerung natürlich angepaßt hat. Die parallel verlaufenden, nie ineinander einmündenden Talzüge, die jedesmal von gleichgerichteten Höhenzügen getrennt sind, deuten auf einen rhythmischen Abschmelzungsvorgang hin. Die Talzüge entstehen während einer Rückzugspause, während der die Schmelzwässer längs des Eisrandes sich eine Rinne austiefen können. Die dazwischenliegenden Höhenzüge, vielleicht in dieser zeitlich sehr gering anzusetzenden Pause als Endmoräne abgelagert, werden beim Rückschreiten des Eises nicht verändert. Es ist also möglich, in diesem regelmäßigen Wechsel eine Auswirkung der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen zu sehen, wie sie de Geer für den Rückzug der letzten Vereisung mit Hilfe der jahreszeitlich wechselnden Tonschichten, aber auch mit der Feingliederung der unter dem zurückweichenden Eisrand gebildeten Oser feststellen konnte. Röpke (1930) beschreibt aus dem baltischen Endmoränengebiet ganz ähnliche Erscheinungen, die er z. T. als Aufpressung durch den gelegentlich wieder vorstoßenden Eisrand, z. T. aber auch als Aufschüttung erklärt. Parallele NW—SO gerichtete diluviale Höhenzüge und Täler beschreibt auch Hammermüller (1907) von Laaland-Falster. Die strenge Richtungsgleichheit in unserem Gebiet ist durch die geringe Ausdehnung und dadurch zu erklären, daß es sicher weit entfernt von dem Außenrand der zweiten Vereisung gelegen hat, hier also schon ein kontinuierliches Abschmelzen stattfand.

Das zweite Interglazial. Tuul und Eem

Einen neuen Beweis dafür, daß das Diluvium der Hauptvereisung noch seine Primärformen besitzt und nicht etwa von der dritten Vereisung wesentlich beeinflußt worden ist, bringt der „Tuul". So nennt man den heute überall nahe NN gelegenen Torf (Wolff, 1928), der besonders vom Sylter Weststrande seit langem bekannt ist, da er früher als Brennmaterial auch einen praktischen Wert für die Insulaner besaß. An den ans Ufer geschwemmten Schollen erkennt man, daß er z. T. aus Sphagnumtorf besteht, der, durch Druck zusammengepreßt, sich in pappige Lagen aufspalten läßt, zum anderen Teil ein reiner Waldtorf ist, der sich fast ganz aus Holzresten zusammensetzt. Seine Altersstellung ist lange umstritten gewesen. Von Monoglazialisten wie Geinitz (1906) zuerst als präglazial bezeichnet, wurde er später, da Stolley Geschiebe mit Windschliff in den untersten Lagen eingepreßt fand, ins erste Interglazial gestellt (Stolley, 1900/01 a, b, c; Wolff, 1910; Struck, 1910). Hartz (1903), der die Fichtenreste enthaltenden Schollen als von einem uferfernen Interglazialtorf losgerissen erklärte, setzte den Tuul ins frühe Postglazial. Das wurde aber durch Fichtenfunde im Tuul selbst widerlegt. Dadurch kann für ihn nur interglaziales Alter in Frage kommen, da die Fichte

im Postglazial nicht wieder in unser Gebiet eingewandert ist, wohl wegen des seitdem vorherrschend ozeanischen Klimas. — Nach Skandinavien mußte sie auf dem Umwege über Finnland zurückwandern. — Ganz kürzlich ist Stolley (1929) noch einmal für die Entstehung des Tuul im ersten Interglazial eingetreten, während Wolff (1928) sich jetzt für Stellung ins zweite Interglazial entschieden hat. Das gleiche vertreten die Dänen Nordmann, Milthers und Jessen (1923), die zur Klärung der Altersfrage eine eigene Grabung in Westerland anstellten. Die Aufschlüsse, die für das erste Interglazial zu sprechen scheinen, zeigen folgendes Profil (Wolff, 1910):

Bohrung Nr. 10 zwischen den Hedigen:
3—4 m gelber, unten weißer Sand.
dann etwas blauer Schlick mit Muscheln,
10 m nicht durchbohrter Tuul mit Haselnüssen und festem Holz.

Bemerkenswerterweise trifft „eine nur 8 m nördlich angesetzte Bohrung keinen Tuul, sondern nur Sand" an. Der den Tuul überlagernde „Kleingeschiebesand" sollte nun ein Äquivalent der Hauptmoräne des Roten Kliffs sein. Ebenso sollte der am Strande liegende Tuul unter das Diluvium einfallen. Das von den Dänen (1923) aufgedeckte Profil (bei Wolff's Bohrung Nr. 6) schafft hier Klarheit:

„0,6 m Dammerde,
0,15 m gelber, oben wenig kleiiger Ton,
0,02 m Sand (dünner, schwarzer Streifen),
0,3—0,6 m kiesiger Sand, nuß-eigroß,
0,8—1,4 m Tuul (A: sandiger, dunkelbrauner Detritustorf, ohne Schichtbildung. B: brauner, stark zusammengedrückter, leicht spaltender Sphagnumtorf),
(Polleninhalt: Betula 23 %, Picea 17 %, Pinus 60 %)".
„Unter dieser Kiesschicht befand sich der Tuul, dessen Oberfläche gestört war, so daß kleine Schmieren von Tuul in den untersten Teil des Sandes aufgemengt waren, während umgekehrt kleine Klumpen von Sand im obersten Teil des Tuul vorkamen, so daß dieser ein marmoriertes Aussehen erhielt."

Diesen Befund deuten die Dänen als Überschüttung des Tuul durch einen aus dem Diluvium kommenden, in die Tinnumbucht abfließenden Bach. Die geringe Kleibedeckung kann dann ohne Schwierigkeit als alluviale Überschlickung gedeutet werden. Die krassen Gegensätze der beiden erstgenannten Bohrungen zeigen ja schon an, daß der Tuul am Rande des Diluviums liegt, dessen Südgrenze durch Westerland verläuft. Dieselbe Abhängigkeit vom Diluvialrande, d. h. vom Ansteigen des Diluviums über das vom Tuul eingenommene Niveau, fand ich bei dem am Strande anstehenden Tuul. Das Diluvium sinkt bei Buhne 6 nördl. Westerland unter das Strandniveau ab, der Diluvialrand biegt von hier nach Westerland hinein (Abb. 1). Bevor das Diluvium von hier nach N ansteigt, sinkt es bei Buhne 7 noch einmal bis auf das Strandniveau ab. Räumlich ist dieses Absinken als Mulde im Diluvium zu denken. Deshalb ist es kein Wunder, daß genau an dieser Stelle der Tuul in solcher Nähe vom Diluvialkliff ansteht. Das jetzt gerade abgeschnittene Diluvium besaß auch hier zur Zeit der Tuulbildung die typisch wellige Oberfläche, in deren tieferen Mulden sich Torf bilden konnte; denn von den damals aus den Torfmooren, wie heute aus dem Meere, herausragenden, höheren Diluvialgebieten wurden die auf ihnen gefallenen Regenmengen den Mulden zugeführt. Dadurch erhielten diese die zur Torfbildung erforderliche Feuchtigkeit. Aus diesen Lagerungsbeziehungen vom Tuul zu den Ablagerungen der zweiten Vereisung läßt sich ein wichtiger Schluß ziehen. Wo wir echten Tuul antreffen — der Wattentuul dokumentiert sich durch seine Zusammen-

setzung und durch Funde von prähistorischen Geräten als wesentlich jüngere Bildung —, ist eine primäre Hohlform im Diluvium vorhanden gewesen. Nun ist nicht nur südlich des Sylter Diluvialkernes, sondern auch im NW des Amrumer Diluviums, unter der neuen Norddorfer Brücke Tuul gefunden worden. Daraus ergibt sich, daß die jetzigen Inselkerne schon von vornherein eine besondere Höhenlage hatten mit zwischen ihnen liegenden, von Tuul erfüllten Senken und nicht erst durch spätere Meeresabrasion isolierte Reste sind.

Wohl in der gleichen Zeit, in der sich der Tuul bildete, drang in noch tiefere, primär vorhandene Depressionen das Eem-Meer ein, dessen Ablagerungen in Dänemark und Schleswig von MADSEN, NORDMANN und HARTZ (1908) beschrieben worden sind. Einen in unser Gebiet fallenden Fundpunkt hat WOLFF (1908) beschrieben. Er liegt auf der Hallig Langeness, wo auf der Christianswarf in 13—15,5 m unter NN Eem erbohrt worden ist. Es liegt auf dem Geschiebemergel der zweiten Vereisung und wird von fossilleerem Sand bedeckt, „der als ein Ausläufer der großen Tal- und Vorsandflächen an der Außenseite der letzten (dritten) Vergletscherung aufgefaßt werden kann". Neue Fundpunkte bringt eine demnächst erscheinende Arbeit von Herrn Dr. HECK, der die Eem-Ablagerungen dieses Gebietes auf Grund zahlreicher Bohrungen bearbeitet. Seiner freundlichen Mitteilung nach sind die Sandersande der dritten Vereisung fast immer über ihnen vorhanden.

Die dritte Vereisung

Die genannten Sande beweisen, daß die dritte Vereisung zwar unser Gebiet nicht mehr überdeckt hat, daß aber die durch Schmelzwässer verfrachteten Schuttmassen, noch bis hierher geschüttet worden sind. Die heute als Inselkerne vorhandenen Geesthöhen sind dabei genau so wie von dem Eem-Meer umflossen worden. Höchstwahrscheinlich ist auf ihnen während der Dauer der dritten Vereisung der schon beim Abrücken der zweiten angelegte Windkanterhorizont erneut ausgeblasen und weitergebildet worden. Es ist das eine Erklärung dafür, daß wir in dem Windkanterhorizont statt einer bloßen Anreicherung der Geschiebe, so zahlreiche, gut ausgebildete Windkanter finden. Die Entstehung des Geschiebedecksandes dürfte wohl mit in diese Zeit fallen. Da er, wie mir Herr Professor WOLFF bestätigte, nicht auf dem Windkanterhorizont angetroffen wird, könnte er eine Art Gehängeschutt darstellen, der von den Diluvialhöhen, die der Deflation und den sonstigen Verwitterungsvorgängen am meisten ausgesetzt waren, in die tiefer gelegenen Gebiete abgewandert ist.

Das Postdiluvium. Yoldiasenkung und Ancylushebung

Der als nächstjüngere Bildung folgende Heidsand muß in der vegetationslosen Zone vom Abrücken der dritten Vereisung aus Jütland und Schleswig-Holstein bis zum Nachrücken der Vegetation nach ihrem Rückzug gebildet worden sein. Er soll zusammen mit den postdiluvialen Horizonten behandelt werden. Die Meeresgrenzen der bekannten Phasen der Yoldiasenkung und Ancylushebung sind auf deutschem Boden bisher nicht zu finden, da die Grenzen der damaligen Meere wahrscheinlich vollkommen außerhalb der heute noch zu erforschenden Strandzone, also in das heute vom tieferen Meere bedeckte Gebiet fallen. Erst in Jütland treten ihre Ablagerungen auf. Hier lag der N Jütlands wesentlich tiefer als heute. Im SW der Linie Lägstör—

Grenaa zur Nordküste Seelands dagegen lag es höher, weswegen hier die betreffenden Ablagerungen schon fehlen. Im NO der Grenze dagegen sind die spätglazialen und altpostdiluvialen Ablagerungen in dem Saxicava-Sand und dem Yoldiaton vorhanden, die Ancylushebung wird durch den Zirphaea-Horizont vertreten. Dann folgt die Litorinasenkung, durch die das Meer auch unser Gebiet wieder berührt. Schon vor seinem Eindringen finden wir terrestre Anzeichen beginnender Landsenkung, die uns wertvolle Hinweise auf Alter und Betrag derselben geben. Zunächst finden sich direkt im Diluvium wurzelnd die „versunkenen Wälder" (submerged forests), deren Vorhandensein rings um die Nordsee Meyn (1876) beschreibt. Dasselbe gibt er von dem bei Husum unter Moor gefundenen Birkenwald und von Eichenstubben bei der Hallig Oland an. Bekannt sind noch die Baumstubben bei Föhr und Röm (beide in ungefähr 3 m Tiefe). Auch von der Besenhallig und Seesand bei Amrum berichtet Haage (1899) von versunkenen Wäldern. Die deutsche Ostseeküste besitzt ebensolche versunkenen Wälder. Geinitz fand im Warnemünder Hafen in 7 m Tiefe „Geschiebemergel als diluvialer Untergrund, der Reste eines diluvialen Waldbodens in Form von großen Stämmen und Wurzelstöcken zeigte", über dem Litorinaton folgte. Gleiche Bildungen liegen bei Greifswald, Rügen (Kranz, 1909) und an vielen anderen Stellen der Ostseeküste. Durch die Weiträumigkeit ihres Vorkommens kommt man zu dem Schluß, daß es sich um eine Klimaauswirkung handeln muß. Die hernach erst einsetzende stärkere Senkung braucht noch nicht angefangen zu haben. Die heutige Lage der Wälder und der die folgende Phase wiedergebenden Torfe unter dem Meeresspiegel lassen ja auch klar erkennen, daß sie erst nach ihrer Bildung durch die Litorinasenkung versenkt sind, die erhebliche Beträge erreicht hat. Wolff (1928) nimmt an, daß Sylt prälitorin 40—60 m höher gelegen hat als heute. Damit muß die Verteilung von Land und Wasser eine wesentlich andere gewesen sein, wodurch es verständlich wird, daß in diesem heute fast gänzlich baumlosen Gebiet vor der Litorinazeit so ausgedehnte Wälder vorhanden sein konnten. Sehr wenig ist über die Zusammensetzung der Wälder bekannt. Bei den näher untersuchten Vorkommen handelt es sich um Eichen- oder Birkenstubben. Eine engere Festsetzung ihres Alters ist infolgedessen schwer möglich. Allerdings fällt das Einwandern der Eiche in der Eichenmischwaldzeit (Blytt-Sernander-Munthe) in Nordeuropa mit dem Beginn der Litorinasenkung zusammen, während die eigentliche Eichenzeit bis zu ihrem Ende dauert. Bei uns sind die Eichen aber schon vor der Senkung vorhanden. Der Einfluß der beginnenden Litorinasenkung macht sich erst in den die versunkenen Wälder häufig überlagernden Moorbildungen geltend. Sie stehen jenen an Verbreitung nicht nach. Ein so einheitliches Einsetzen der Moorbildung fordert neben klimatisch günstigen Bedingungen auch noch einen großräumigen Senkungsvorgang, der in der beginnenden Litorinasenkung gegeben ist. Daß diese nicht überall den gleichen Senkungsbetrag erzielt hat, ergeben die verschiedenen Tiefenlagen, in die der Torf nach seiner Bildung abgesenkt ist. Von der südlichen Nordseeküste werden Beträge bis zu 20 m angegeben (Schütte, 1908; Scharf, 1929). Der von Litorinaschlick überlagerte Torf in der Flensburger Föhrde liegt nur in 8—9 m Tiefe, ähnlich die von Weber (1904) beschriebenen Prälitorinabildungen der Kieler Föhrde. Die dementsprechenden Torfe an der Ostsee liegen meist in noch geringerer Tiefe (im Warnemünder Hafen 7 m). Wenn man dagegen den Moorlog der Nordsee noch hinzunimmt, der 40 m tief liegt, so kommt man zu einer

starken Zunahme der Senkung, die zur Annahme besonderer Senkungsfelder führte (Scharf, 1929). Die von Bülow untersuchten Torfe von Bremerhaven (Scharf, 1929) haben durch ihre Pollenzusammensetzung ein spätboreales bis frühatlantisches Alter ergeben. Das entspricht durchaus der zu erwartenden Zeit kurz vor der Litorinasenkung. Schwieriger ist die Deutung der in den Flensburger (Wolff, 1909) Prälitorinabildungen vorhandenen Buchenreste, die mit dort gefundenen Geräten der Ertebölle Kultur in zeitliche Beziehung treten. In Dänemark fällt nach Hartz (1903) die Einwanderung der Buche aber erst in die Zeit der Ganggräberzeit. Wüst (1926) folgert mit Recht daraus, daß die Senkung unseres Landes ihr größtes Ausmaß erst erreichte, „in der in Skandinavien mehr als zwei Drittel der Litorinahebung bereits vollendet war". Die Litorinasenkung unseres Gebietes gehört natürlich demselben Senkungsphänomen an, ist aber zeitlich wesentlich später anzusetzen. Wir erhalten dadurch ein Bild, wie es Köppen (1922) für die postdiluvialen Niveauschwankungen entworfen hat.

Die Litorinasenkung

Über die Torfe transgrediert bei fortschreitender Senkung das Litorinameer, dessen Fauna wir in den überlagernden Sanden und Tonen finden. Im Nordseebereich gilt die Geest—Marschgrenze allgemein als die Grenze, bis zu der das Litorinameer gereicht hat, wo es an Dünen und Kliffbildungen (Kleev in Schleswig-Holstein) zu erkennen ist. Das vorliegende Marschland wird als jungalluviale Bildung bei einem gleichmäßigen, säkularen Senkungsvorgang entstanden angenommen. Nur im NO der von Mertz angegebenen Linie Nissumfjord—Vejle—Nordfalster ist eine zweite Hebung anerkannt, die die Litorinatone je weiter nach NO um so mehr über den heutigen Meeresspiegel gehoben hat. Die Hebung beträgt nach Wahnschaffe (1909) bei Kristianstad in Schonen bis 1,2, bei Kalmar 3,7, bei Upsala 62, in Westerbotten 72 m. Im SW der genannten Linie soll der Litorinasenkung ständig weiter Senkung gefolgt sein, die bis in die Gegenwart reicht, da die Litorinaablagerungen hier unter dem Meeresspiegel liegen. Hammermüller (1907) stellte allerdings noch an der Ostküste von Falster und an der S- und W-Küste von Laaland gehobene Strandwälle in 2,5—3 m Höhe fest. „Alte, mit Vegetation überkleidete Steilküsten finden sich an der Ostküste von Falster in einer Entfernung von 20 m von der Küste. In der Hesnaes-Bucht ist ein überwachsenes Kliff durch eine Nehrung und am Grönsund der bogenförmig abgeschnittene Klint des Borgeknold durch eine breite Wiesenniederung von der Küste getrennt." Der so entstandene Küstensaum beträgt nach ihm auf Laaland 83,3 qkm (16,7 %), auf Falster 324,2 qkm (32,3 %).

Für Hebungserscheinungen gleicher Art auch in unserem Gebiet ergeben sich auf Amrum die besten Untersuchungsmöglichkeiten. Wir finden hier außer der Litorinaküste im O noch das ganze Litorinawestufer erhalten, das bei Sylt und Föhr längst zerstört ist. An der Ostseite legt sich genau wie vor den „Kleev" des Festlandes das Marschland vor die ehemalige Litorinaküste. Im W folgt dagegen Dünenzug auf Dünenzug und schließlich der breite Kniepsand, der jede stärkere Brandung aufhält. Hier ist in krassem Gegensatz zu Sylt starker Landgewinn zu verzeichnen. Daß das ganze Material von Sylt stammen muß, zeigt ein Blick auf die Seekarte (Abb. 1). Aus ihr ersieht man, daß die bei Ebbe trocken fallenden, vor Amrum liegenden Seehundsbänke, die Knobsande und der Jungnamensand die höchsten Erhebungen einer im

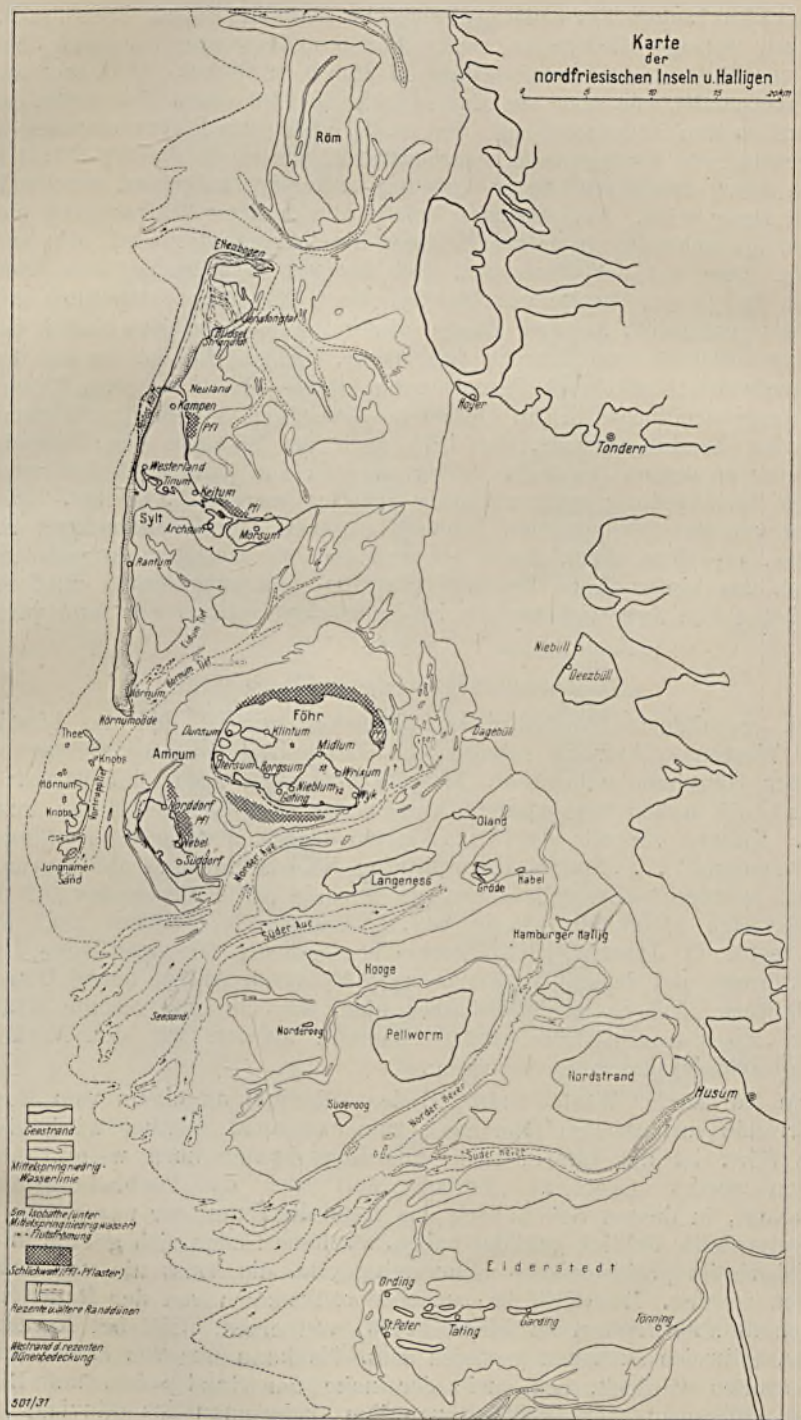

Karte
der
nordfriesischen Inseln u. Halligen
Röm
Ellenbogen
Neuland
Kampen
Pfl
Westerland
Tinum
Keitum
Sylt
Archsum
Morsum
Rantum
Kögel
Tondern
Niebüll
Deezbüll
Dagebüll
Föhr
Dunsum
Klintum
Midlum
Wrixum
Borgsum
Nieblum
Goting
Wyk
Amrum
Nordorf
Nebel
Süddorf
Thee
Knobs
Hörnum
Jungnamer Sand
Oland
Langeness
Gröde
Rabel
Hamburger Hallig
Hooge
Pellworm
Nordstrand
Husum
Süderoog
Norderoog
Seesand
Eiderstedt
Ording
St. Peter
Tating
Garding
Tönning
Geestrand
Mittelspring niedrig-Wasserlinie
5m Isobathe (unter Mittelspring niedrig wasser)
Flutströmung
Schlickwatt (Pfl = Pflaster)
Rezente u. ältere Randdünen
Westrand d. rezenten Dünenbedeckung
501/31

Abb. 1

ganzen 15 km langen Fortsetzung des Sylter Südhakens sind. Diese, z. T. über, z. T. nur wenige Dezimeter unter Springniedrigwasser liegende Schwelle erhält von Sylt ständig neues Material durch seitlichen Küstenversatz. Andererseits schafft jede über sie hinwegspülende Flut einen Teil davon ostwärts und baut so den Kniepsand auf, der m. E. nicht durch eine einmalig an ihn herangewanderte Sandschwelle entstanden ist, wie es O. JESSEN (1914) angibt, sondern durch den geschilderten Vorgang sukzessive aufgebaut worden ist und es noch heute wird. Am stärksten erfolgt die östliche Verfrachtung natürlich dort, wo die Schwelle in tieferes Wasser hineingeschüttet wird, also an ihrem Südende. Dort hat der Kniepsand (bei der von Wittdün auf den Kniepsand gelegten Bahn) eine Breite von 1½ km. Nach N wird er allmählich schmäler und endet schließlich in einer Zunge, hinter der sich der Kniephafen befindet. Letzterer versandet von Jahr zu Jahr mehr. Seinen Namen, der auf der 1875 aufgenommenen Karte noch Berechtigung hatte — noch vor dem Krieg konnten kleinere Segelboote in ihn einlaufen — verdient er heute nicht mehr. Die Norddorfer Landungsbrücke, die 1875 noch am Südende des Risumdammes lag, mußte an dessen Nordende verlegt werden und kann auch dort nur durch ständige Verlängerung gebrauchsfähig erhalten werden. Zwischen Kniepsand und der von Sylt ausgehenden Schwelle strömen die Gezeitenwässer in einer schmalen, 11—18 m tiefen Rinne ein und aus, die zwischen Amrum und Sylt hindurch das hinter ihnen liegende Watt be- und entwässern. Eine etwaige Vereinigung von Sylt und Amrum ist ihretwegen vollkommen unmöglich.

Das westliche Amrumer Litorinakliff

Den geschilderten Verhältnissen verdanken wir es, daß das Litorinaufer an der Westküste Amrums erhalten ist. Lange Zeit war die Westgrenze des Amrumer Diluviums unbekannt. MEYN (1876) stellt sogar mit Verwunderung fest, daß sich außer zwei kleinen Anschnitten dort keine weiteren Anzeichen finden. KRAUSE schreibt (1913): „Amrum wurde also erst zur Litorinazeit ein Küstenland" ... „Spuren einer älteren Küstenlinie sind auf Amrum nicht gefunden worden." Er stellt schon am Strande des Kniepsandes „oft Spuren der diluvialen Steigküste: Steine bis zu Faustgröße, seltener auch lehmige Sande fest". O. JESSEN (1914) beschreibt erstmalig den westlichen Diluvialrand Amrums und dessen Wachstum nach W durch Anlage neuer Dünenzüge. Zum Beweise, daß es sich dabei aber nicht nur um eine rezente Kliffküste, sondern um die alte Litorinaküste handelt, müssen wir den Verlauf des Diluvialrandes eingehender verfolgen.

Vom Norddorfer Weststrande, wo das Diluvium an einem vom Hospiz II zum Strande verlaufenden Dünenweg zum erstenmal sichtbar wird, bis nördlich A Hörn ist die Litorinaküste allerdings später noch weiter zurückgeschnitten worden (Abb. 2). Einmal fehlt hier das Verbindungstück des Nordhakens, in dessen Schutz sich das Risumland und der unter dem Kniepsand festgestellte Schlick gebildet haben, zweitens finden sich gerade in diesem Strandabschnitt prähistorische Feuersteingeräte, die sonst nie vor dem Kliff gefunden werden. Das Kliff ist zunächst vollkommen von der Randdüne verdeckt, muß aber früher, da MEYN (1876) von einem Kliff bei Norddorf berichtete, teilweise zu sehen gewesen sein. Es kann nur von einem schmalen Dünenstreifen verdeckt sein, wie der nahe am Rand schon auf Diluvium stehende Schuppen zeigt. Südlich von ihm findet man das diluviale Kliff in



Abb. 2

Windrissen der Dünen. Vor A. Hörn, wo die Oberkante des Diluviums schon in 13 m Höhe liegt und damit die höchste Stelle des Diluvialrandes darstellt (T. 1, Fig. 5), liegen schon zwei Dünenketten, die innere 12, die äußere 7 m hoch, vor dem Kliff. Sie müssen es schon lange vor weiteren Angriffen durch

das Meer geschützt haben. Das Diluvialkliff besteht hier, wie überhaupt in seiner Gesamterstreckung, aus dem rotbraunen Geschiebelehm der Hauptvereisung. Es ist stark von Geschieben überrollt. Klar erkennbar ist die auflagernde Windlesedecke, die zahlreiche, gut ausgeprägte Windkanter enthält. Über ihr folgen der Heidsand und die postdiluvialen Horizonte. Am Fuße des Kliffs bei A. Hörn liegt in 3 m Höhe eine 200 m lange, 30—35 m breite Fläche, die ein aus groben, häufig faustgroßen Geröllen bestehendes Steinpflaster zu erkennen gibt (T. 1, Fig. 6). Sie stellt den bei der Zurückschneidung geschaffenen Sockel dar, der einen Anhalt für das Meeresniveau der Litorinasenkung gibt. Freilich ist zu bedenken, ehe man auf einen höheren Wasserstand schließt, daß frühere rezente Sturmfluten dieselbe Wirkung erzielt haben könnten bei einem dem heutigen gleichen Wasserstande. Das deutlich zu verfolgende Kliff nimmt in seinem weiteren Verlauf stetig an Höhe ab und tritt dabei wieder näher an den Außenrand der Westküste heran, 2 km südlich A. Hörn ist es nur noch 5 m hoch, um etwa 300 m nördlich des Weges nach Nebel unter das Strandniveau abzusinken. Etwas nördlich davon sind vor dem Diluvialkliff in derselben Höhe wie das obige Steinpflaster marin geschichtete Kiese abgelagert, die sich bis vor die südlich anschließende „Litorinabucht" verfolgen lassen. In ihnen fanden sich bei dem Nebeler Schutzhaus, in einem durch heutige Sturmfluten geschaffenen kleinen Kliff, in den Kiesen Mytilus, Ostrea, Cardium und Tellina in stark verwittertem Zustande (T. 1, Fig. 8). Hier liegt eine Aufschüttung seitlich verfrachteten Materials vor, die sich in demselben Niveau gebildet hat wie das nördlich gelegene Steinpflaster. Die horizontale Schichtung und die meist gewölbt oben eingebetteten Muscheln schließen die Entstehung durch Sturmfluten aus, abgesehen davon, daß heutige Sturmfluten, von denen auch nur die größten in diese Höhe reichen, zerstörend und nicht aufbauend wirken. Die Sedimentation der Kiese muß mindestens in der Zone des Mittelhochwassers gelegen haben. Das untertauchende Diluvium liegt auf einer schmalen Zunge. Östlich von ihr liegt schon die vor allem südlich reichende, 700 m lange, 600 m breite Fläche, die durch ihre geringe Dünenbedeckung auffällt (T. 3, Fig. 3). Besonders scharf wird sie gegen O durch einen geraden Dünenrand abgegrenzt, vor dem aus einer ebenen Heidefläche noch zwei kleinere, parallel dazu angeordnete Dünenzüge auftauchen (T. 1, Fig. 9). Beide, die abschließende Düne wenigstens in ihrem Grundaufbau, wie die parallel zu ihr angeordneten Dünen, müssen älter als die rezente Dünenbedeckung sein. Durch ihren geraden, von der heutigen Windrichtung abweichenden Verlauf werden sie als litorine Randdünen charakterisiert. Macht schon dieser östliche Rand ganz den Eindruck einer Meeresbucht, so wird dies durch im Innern der Fläche angestellte Untersuchungen bestärkt. Das Diluvium ist, wie erwähnt, abgesunken, es taucht erst 700 m südlich wieder auf. Vor der Bucht lassen sich in 3 m Höhe marin geschichtete Kiese feststellen. Im Innern ist dieser Nachweis infolge Sandüberwehung nicht möglich. Wo aber Winderosion den Untergrund freigelegt hat, ist auf den Flächen kein einziger von menschlicher Besiedlung zeugender, geschlagener Feuerstein zu finden, von denen der Diluvialkern, besonders aber sein Kliffrand übersät ist. Gleichzeitig fehlen die sonst auf dem Diluvium lagernden, postdiluvialen Schichten. Daraus geht hervor, daß dieses Gebiet zur Litorinazeit eine ins Diluvium eingreifende Bucht war, die sich aber nicht aktiv ins Land eingegraben hatte, sondern wo das Meer, nachdem das Land entsprechend tief gesunken war, eine schon vorher vorhandene Senke erfüllte und sogar

mit seinen Sedimenten aufhöhte. Das Diluvium der südlichen Umrandung der Bucht läßt sich innerhalb der wieder höher werdenden Dünen zunächst nur in kleinen Kiesflächen nachweisen, die im Gegensatz zu denen in der Bucht von geschlagenen Feuersteinsplittern übersät sind und auch die postdiluvialen Schichten aufweisen. Am vom Kinderheim zum Strande führenden Weg sind schon wieder größere Kiesflächen freigelegt, die eine besonders reichliche Bedeckung mit Feuersteinsplittern zeigen. Von hier aus zieht sich das vollkommen gerade Kliff in NW—SO-Richtung bis in die Gegend des Leuchtturmes hin, der auf dem äußersten SW-Ende des Diluvialkernes steht. Westlich Süddorf hat das Kliff schon wieder eine Höhe von 5 m und liegt über 300 m vom heutigen Dünenrand, vom Kniepsand durch drei Dünenzüge getrennt. Das hier 450 m lange, kaum von Dünen bedeckte Kliff macht genau denselben Eindruck einer verlassenen Meeresküste, wie wir es auf den Karten Nordjütlands als gehobene W-Küste des Litorinameeres finden. Vor ihm liegt eine 200 m breite, ebene Heidefläche (T. 1, Fig. 10), die wenig über 3 m hoch ist. Südlich der von Dünen freien Strecke und unmittelbar westlich des Leuchtturms werden kleinere Flächen des von A. Hörn beschriebenen Steinpflasters in 3 m Höhe vor dem Kliff sichtbar. Auch südlich des Leuchtturms liegt eine ebene Heidefläche in 4,3—4,6 m Höhe, die neben den vereinzelten Stellen, an denen das hier 6 m hohe Kliff selbst sichtbar wird, anzeigt, daß das ganze südlichere Gebiet postlitoriner Entstehung ist. Das Diluvium biegt hier also in die O—W-Richtung um. 200 m südlich des Leuchtturms ist es zum letztenmal zu sehen. Sein weiterer Verlauf ist anscheinend durch den Ostabhang der Gratdün (große Düne), auf der der Leuchtturm steht, verschüttet.

Die Litorinagrenze des Diluviums im S und O Amrums

Die Verbindung der zuletzt erwähnten Stelle mit dem Diluvialrande an der Nordgrenze der Marschbucht zwischen Wittdün und Steenodde ist schwer zu ermitteln. Unter starker Sandbedeckung scheint das Diluvium unmittelbar östlich des Leuchtturms tiefer abgesunken zu sein, so daß sich hier eine ähnliche Senke wie beim Gußkölk befindet. Nördlich der sicher schon vor dem Diluvialrande liegenden Vogelkoje II prägt er sich wieder schärfer aus, ist aber wegen Sandüberwehung nicht direkt festzustellen. Erst östlich des ins Diluvium eingreifenden Gußkölk tritt das Diluvium wieder zutage. Die Sandbedeckung ist hier nur gering, schon in den für eine Kiefernpflanzung ausgehobenen Gruben fand sich Diluvium, dessen Rand in NO-Richtung auf Steenodde zuläuft. Aus dem raschen Ansteigen von 2,5 auf 7—8 m geht auch hier Kliffbildung hervor. Die auflagernden Dünen müssen damals entstanden sein; denn die Grenze der rezenten Dünenbedeckung ist nicht weit über das Gebiet des Leuchtturms hinausgekommen. Parallel zum Diluvialrande läuft ein niedriger Dünenzug im Vorlande. Bei Steenodde kommen wir an die Ostküste. An ihr treten naturgemäß andere Erscheinungsformen auf als im W. Konnte dort das aus der „Litorinanordsee" durch die Westwinde herangedrängte Wasser eine gerade Kliffküste schaffen, so fand hier nur eine Ausfüllung vorhandener Hohlformen statt. Nur an exponierten Stellen, den beschriebenen Endpunkten der diluvialen Höhenzüge, fand ein aktiver Angriff statt. Schon bei Steenodde liegen die Häuser an einer 5 m hohen Steilkante. Nach N schließt sich eine kleine Marschbucht an; die höheren Isohypsen zeigen, daß sie nur die Ausfüllung einer präformierten Senke ist. Es folgt das rezente

Kliff, das bezeichnenderweise dort anfängt, wo die 4,5 m Isohypse nach O vorspringt (T. 1, Fig. 13). Vor ihm liegt ein Steinpflaster (T. 1, Fig. 12), das zum Watt hin an Korngröße ab-, an Geschlossenheit dagegen zunimmt. An seinem NW-Ende hört die rezente Zurückschneidung auf. Das Diluvium fällt hier aber nicht etwa wieder sanft gegen das Meer ab, sondern die Fortsetzung bildet ein von Vegetation überzogenes Kliff, das durch einen Streifen Marschland vom heutigen Meere getrennt ist. Hier begegnen wir zum erstenmal derselben Erscheinung, die auf Laaland-Falster für die Erkennung einer postlitorinen Hebung ausschlaggebend war. Daß unser Kliff schon wieder vom heutigen Meere angegriffen wird, hat nur lokale Bedeutung, denn an subfossilen Kliffs, die 40—60 m weit vom Wattrande entfernt liegen, fehlt es an der Ostküste Amrums nicht. Sie sind während der Litorinasenkung gebildet und durch die folgende Schlickbildung vom Meere abgerückt worden. Der jetzige schräge Anschnitt des Steenodder Kliffs wirkt wie eine diskordante Transgression, die über zwei verschieden alte Bildungen, altes Kliff und jüngere Marsch, hinweggreift. Wieder weichen die Isohypsen ins Innere der Insel aus, das subfossile Kliff verschwindet und in der folgenden Marschbucht ist nur Schlick als auf dem Diluvium auflagernder Meeresabsatz erkennbar, ohne daß eine Geländestufe als aktiver Meeresangriff auftritt. Kaum springen die Höhenlinien aber wieder vor, ist auch schon ein subfossiles Kliff ausgebildet, das nun schon 10—40 m vom Meere entfernt liegt (T. 1, Fig. 11). Immer sind es die 4, 4,5 und 5 m Isohypsen, bei denen die Kliffbildung beginnt, wenn sie stärker gegen die Küste vorspringen. Von dem SO-Ende des Kliffs geht in seiner direkten Verlängerung ein Sandhaken aus, der sich vor die Schlickbucht legt und so die heutige Entwässerung erschwert. Innerhalb und außerhalb von ihm durchsinkt der 2-m-Bohrer Schlick, ohne seine Unterlage erreichen zu können. An dem Rande des Sandhakens fand sich in einem 40 cm hohen Anschnitt folgendes Profil (mit Bohrer nach unten vervollständigt):

10 cm Sand,
30 cm Schlick mit 3 Sandlagen,
gebohrt 40 cm Schlick,
5 cm Sand,
125 cm Schlick,
Liegendes nicht erreicht.

Da der Schlick keineswegs eine abnorm sandige Beschaffenheit hatte, geht daraus hervor, daß der Haken schon zum größten Teil aufgeschüttet war, als die Schlickbildung einsetzte. Letztere erfolgte also erst, nachdem die aggressive Tätigkeit des Litorinameeres beendet war, oder sie folgte erst in einer ruhigeren Zone dem an der Küste noch abradierenden Meere nach. Die obersten Sandlagen können von größeren Sturmfluten durch einen erneuten Angriff des Kliffs über den in ruhigeren Zeiten sedimentierten Schlick geschüttet worden sein. Obenein muß man mit dieser obersten Zone sehr vorsichtig sein, da sie, wie an 10—20 cm unter Schlick gefundenen Ziegelsteinen erkenntlich ist, erst viel später entstanden sein kann. Der Schlick reicht übrigens auch nie direkt an ein Kliff heran, zwischen beiden liegt immer eine mehrere Meter breite Sandfläche, die mit geringem Böschungswinkel unter die Marsch einfällt. Die Grenze Sand—Schlick liegt in ca. 2,5 m Höhe.

Von dem Kliff (T. 1, Fig. 11), das den Sand des Hakens geliefert hat, kommen wir nach Nebel, das an dem NO-Abhange eines der beschriebenen

Höhenzüge gegen das Marschland liegt. Letzteres greift nördlich des Ortes weiter ins Land. An seiner Nordgrenze findet sich wieder eine nach S reichende Sandzunge, die fast an jeder Marschbucht nachzuweisen ist. Auf Amrum genau wie auf Sylt deuten sie alle darauf hin, daß zur Litorinazeit an ihren Ostküsten eine N—S gerichtete Strömung bestanden haben muß, die den Küstenversatz in dieser Richtung bestimmte. Hier liegt die Sandzunge schon wieder unmittelbar am Wasser. Auch das nördlich anschließende Gebiet, das den Sand geliefert hat, wird heute wieder angegriffen. Nördlich davon liegt ein schmaler Marschstreifen, an dessen Kante sich Kieslagen erkennen lassen. Eine solche war 9 m von der Geest-Marschgrenze bis zum Wattrand in einem Einschnitt zu verfolgen. Die Marschoberfläche sinkt auf diese Entfernung ca. 30 cm zum Watt hin ab. Die von 3 zu 3 m aufgenommenen Profile lauten:

W - - I - - - - 3 m - - - - - - - -	II - - - - - - 3 m - - - - - -	III - - - - - - 3 m - - - - - -	IV - - - Watt-O
Grasnarbe	Grasnarbe	Grasnarbe	Grasnarbe
5 cm Klei	30 cm Klei	55 cm Klei	60 cm Klei
2 cm mit einzelnen Geröllen	1 cm Sand	-	
15 cm Klei	4 cm Klei		
Kieslage (32 cm tief)	Kieslage (35 cm)	Kieslage (55 cm)	Kieslage (60 cm)

Die Kieslage konnte mit dem Handbohrer nicht durchsunken werden, doch ist sie fortlaufend von dem Geestrande zu verfolgen, so daß sie als oberstes Steinpflaster des marin umgelagerten Diluviums gelten kann. Auflagernd folgte dann erst der Schlick, der das vorher geschaffene Uferrelief bis zu einem bestimmten Niveau auffüllte. Die heutige Wattoberfläche hat an dieser Stelle eine rein sandige Beschaffenheit. Das Meer schlämmt also erneut die zur Litorinazeit umgelagerten Sedimente aus und entführt die feinsten Bestandteile. Mehrere Kieslagen übereinander liegen südlich dieser Stelle in demselben Strandabschnitt. 15 m vom Wattrande außerhalb des von Marsch bedeckten Gebietes liegt ein größeres Schichtenpaket frei, weil die wattwärts gelegene Partie als große Scholle abgesunken ist. An der dadurch entstandenen Kante fanden sich:

50 cm bläulich-grauer Sand (durch Humus gefärbt),
Kieslage,
60 cm Sand mit geringem Kiesgehalt,
Kieslage,
20 cm Sand,
5 cm Kies, mehrschichtig,
Sand.

Interessant ist hier, daß die heutigen Sturmfluten wieder bis an diese Kante reichen. Sollten nun die Kieslagen eine frühere, rezente Bildung sein, so müßte bei der säkularen Senkung der ausgespülte Kies wieder als höhere Lage auf die vorhandenen Schichten geworfen werden. Er wird aber im Gegenteil vor der 1—1,20 m hohen Kante, also in einem um soviel tieferen Niveau, das rezente Pflaster angelegt. Dasselbe zeigt der neu umgelagerte Sand. Auch die subfossilen Pflaster haben dieselbe Lagebeziehung zu den rezenten. Wir haben heute also einen um einen geringen Betrag tieferen Wasserspiegel vor uns. Will man diesen durch Abnahme der Gezeiten erklären, so stimmt damit nicht die in der erhöhten Zerstörung der Mar-

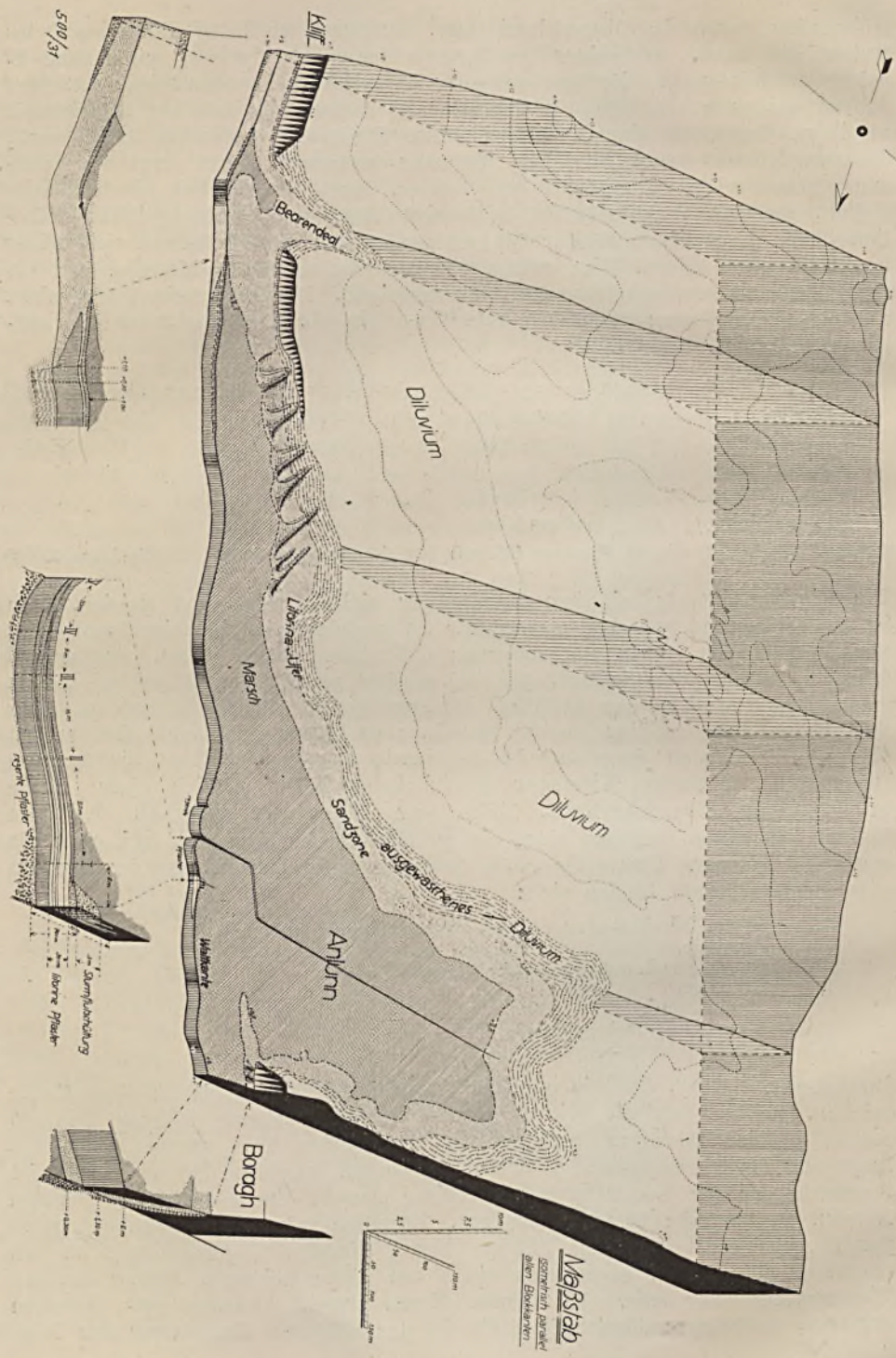

Klif
Bearendeal
Diluvium
Diluvium
Marsch
Sandzone
ausgewaschenes Diluvium
Anlunn
Boragh
Maßstab
isometrisch parallel allen Blockkanten
500/31
Sturmflutschüttung
Wattkante

Abb. 3

schen zum Ausdruck kommende Angriffskraft des Meeres überein, für die man eher ein Ansteigen des Meeresspiegels annehmen muß.

Nach N folgt ein 200 m langes Kliff (Abb. 3), das trotz seiner unmittelbaren Lage am Meere ganz von Vegetation überzogen ist und sich dadurch als subfossiles Kliff dokumentiert. Es endet am Bearendeal, in das ein kleiner Zipfel Marsch eingreift. Nördlich davon setzt es sich fort, weicht aber allmählich von der heutigen Küste zurück und verliert dabei an Höhe. Auf dieser Strecke sind die wechselnden Erscheinungen der Einwirkung des Litorinameeres zu erkennen (Abb. 3). Zunächst haben wir ein typisches Kliff mit gerader Kliffkante vor uns. Im weiteren Verlauf, wo immer noch ein Höhenunterschied von 5 auf 2,2 m (Höhe der Marsch) besteht, geht die gerade Kliffkante in ein in großen Sinusbögen auf- und abschwingendes Gelände über (T. 1, Fig. 15). Hier hat das Litorinameer einen derartig flachen Böschungswinkel vorgefunden, daß die von Weigelt (1923) beschriebenen, tangentialen und radialen Kräfte des auf- und abfließenden Wassers wirken konnten. Da die Sinusbögen bis 5 m hoch reichen, muß die Flächenspülung bis zu diesem Niveau gereicht haben, sonst müßten wir Kliffbildung erwarten. Kieslagen und geschichtete Sande zeigen an anderen Stellen (am Südrande der Marschbucht Anlunn) gleichfalls, daß die marine Umlagerung bis ca. 4,5 m Höhe gereicht hat. Mit abnehmender Höhe des Diluviums werden die „Sinusbögen" immer langgezogener (T. 1, Fig. 14) und sind endlich nur noch als unbedeutende Schwellen und Täler, die den am Diluvialrand entlanglaufenden Weg überqueren, festzustellen. Sobald die Anlunnbucht erreicht ist, haben wir wieder die üblichen Zonen: Diluvium, Sand, Marsch. Ausgeprägte Geländestufen sind in der Bucht nicht vorhanden. Von N, vom Boragh ausgehend, ragt wieder eine Sandzunge in die Anlunnbucht hinein. Der Boragh selbst ist das SO-Ende des nördlichsten diluvialen Höhenzuges. Er, wie dessen ganze Flanke, ist vom Litorinameere angeschnitten und zu einer geraden Kliffkante umgestaltet worden, an der Norddorf liegt. Vor dem südlichen Teil des Kliffs ist die Sandzone zu mehreren Sinusbögen umgewandelt. Das sieht man am deutlichsten an der Grenze Geest-Marsch, woraus hervorgeht, daß auch hier der Schlick nur bis zu einem bestimmten Niveau sedimentiert wurde, das unter dem des maximalen Litorinaniveaus liegt. Das anschließende Verbindungsstück der Diluvialgrenze zu dem Ausgangspunkt an der Westküste ist vollkommen von den Dünen verschüttet. Außen, längs des von Norddorf zum Strande führenden Weges, ist schon alluviale Sandmarsch vorhanden. Wo man innerhalb der Dünen Diluvium findet, weist es keine marinen Einflüsse mehr auf. Also muß die Litorinagrenze in der Verlängerung des Norddorfer Kliffs ungefähr auf Hospiz II oder wenig südlich davon verlaufen.

Vor dem südlichen Teil des Norddorfer Kliffs, zwischen ihm und dem Boragh und vor letzterem, zeigen eine Reihe von Bohrungen, die ich auf Linien vornahm, die von der Sandzone aus senkrecht zur Kliffrichtung gelegt die Zunahme der Schlickmächtigkeit ergeben sollten, daß unter der Marsch noch eine weitere Stufe in den marin beeinflußten, sandigen Diluvialsockel eingeschnitten ist. Der sandige Untergrund sinkt in einem Falle schon 16 m, in anderen aber erst 40 und 48 m von der Sand-Marschgrenze entfernt 90 cm unter die Marsch ab. Während der weiteren 8 (in einem weiteren Falle 12) m ist ein plötzliches Absinken auf —1,70 m festzustellen (Abb. 4). Daß von da aus ein langsames Absinken eintritt, konnte in einem Falle

nachgewiesen werden, wo die Tiefe von 1,70 m noch 32 m weiter bis zur Wattkante zu verfolgen war. Diese besaß eine Sprunghöhe von 60 cm. Der Bohrer kam hier also schon in 1,15 m Tiefe auf Sand. Um den Einwand, es könne sich dabei um rein lokale Erscheinungen handeln, auszuschalten, wurden die Bohrungen auf Sylt wiederholt und führten dort zu gleichen Resultaten. Diese unterste Stufe ergänzt das durch das Litorinameer geschaffene Profil (Abb. 4). Setzen wir die Marschoberfläche mit durchschnittlich 2 m Höhe an, so sehen wir die genannte Stufe von 30 cm über heutigem NN bis auf 1,10 m ansteigen. Der zweite Abschnitt ist von hier bis an den Fuß des Kliffs zu rechnen (geringmächtige Marsch- und Sandzone), also von 1,10 bis ca. 3 m. Darauf folgt die oberste Zone der Kliffbildung. Diese können wir ohne weiteres als Auswirkung des höchsten Wasserstandes der Litorinazeit annehmen. Die nächsttiefere Stufe muß dann vom normalen Hochwasserniveau bis zum Niedrigwasser reichen, weil eine Gliederung innerhalb der gleichmäßig oszillierenden Gezeiten nicht möglich ist. Die unterste Stufe wird damit zwangsläufig als durch die auch bei Ebbe

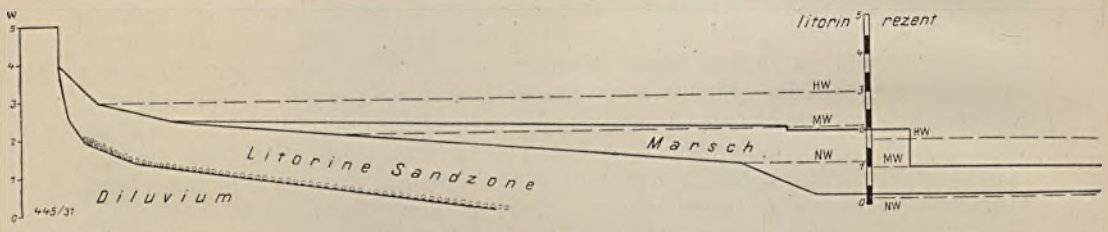


Abb. 4

vom Wasser bedeckte Zone gekennzeichnet. Vergleichen wir die daraus sich ergebenden Werte für die Gezeitenschwankungen mit den heutigen, so kommen wir zu einer großen Übereinstimmung. Nur liegen die Litorinagezeiten in einem ungefähr 1 m höheren Niveau (Abb. 4).

Die Litorinagrenze auf Föhr und Sylt.

Auf Föhr ist das Westkliff der Litorinaküste, das dort sicher auch vorhanden gewesen ist, durch die rezente Zurückschneidung längst wieder zerstört. Auch an der Ostseite der Inselkerne sind kaum Kliffs ausgebildet. Hin und wieder liegen allerdings die Ortschaften hart am Rande der Marsch auf einem 1—2 m über das Marschniveau ragenden Kliffrande. Im allgemeinen fällt das Diluvium sanft unter die Marsch ein. Die geringe Beeinflussung durch das Litorinameer mag damit zusammenhängen, daß die vorlagernden Diluvialkerne Sylts und Amrums schon damals schützend wirkten.

Daß Sylt bei seinen heute noch andauernden, großen Landverlusten im W keine Reste der Litorinaküste mehr besitzt, ist ohne weiteres verständlich. Dafür ist die Ostseite seiner Diluvialkerne durchweg mit Kliffs versehen, die zum größten Teil überwachsen und durch einen mehr oder weniger breiten Streifen Marsch vom Watt getrennt sind. Geht man vom Nordende des Roten Kliffs (nördl. Kampen, bei der Pension Kliffende) direkt nach W, so kommt man in die Marschwiese „Neuland" und sieht diese im S von

einem 8—10 m hohen Steilrand begrenzt. Im W ist er stark von Dünen überschüttet, doch findet man in Windrissen Diluvialgeschiebe auf einem unverkennbaren Kliffrande (T. 2, Fig. 12). Nach O nimmt die Dünenbedeckung rasch ab und verschwindet schließlich ganz. Der im weiteren Verlauf sanfter geböschte Diluvialrand biegt allmählich aus der W—O- in die NW—SO-Richtung und in einem scharfen Knick in die N—S-Richtung um. An diesem Knick entspringt ein Sandhaken. Ein zweiter setzt nördlich des von Kampen nach O heruntergehenden Tales an. Der Diluvialrand verläuft von der erwähnten Einbiegungsstelle bis Munkmarsch fast N—S (T. 3, Fig. 4). Er ist den diluvialen Oberflächenformen entsprechend sanft aus- und eingebuchtet, so daß man zunächst keine Einwirkung des Litorinameeres erkennt. Verfolgt man aber die Marschgrenze gegen die einwärts gelegene Sandzone, so sieht man, daß diese eine annähernd gerade, nur mit sanften Sinusbögen versehene Linie bildet. Auch hier ist also zur Litorinazeit eine Vereinfachung der Küstenlinie erfolgt. In der Gegend des Weißen Kliffs ist die rezente Zurückschneidung wieder soweit fortgeschritten, daß ein erneuter Angriff des Inselkernes vor sich gehen kann. Wieder verläuft die heutige Anschnittlinie schräg zur subfossilen Kliffküste, so daß das bewachsene Kliff erst in seinem südlichen Abschnitt in das rezente übergeht. Südlich der Landstraße Munkmarsch—Westerland liegen zwei kleinere Kliffs, das eine unmittelbar am Strande, das andere etwas abgerückt und als Kiesgrube aufgeschlossen. Von beiden gehen Sandhaken nach S aus. Jenseits der südlich davon gelegenen, eine Diluvialsenke ausfüllenden Marschbucht geht die alte Kliffküste weiter. Auf dem kurz vor Keitum nach N aufgenommenen Bilde (T. 2, Fig. 1) sehen wir alle an dem Sylter Kliffrande auftretenden Erscheinungen. Zuoberst ist das primär vor- und zurückspringende Diluvium zu erkennen. Die vorspringenden Teile sind von 5—6 m abwärts stärker geböscht. Davor liegt am Fuß des Kliffs die hier von ca. 3—1 m reichende Sandzone, die sich in dem Hinterland entsprechenden Sinusbogen vor- und zurückschiebt. Zuunterst folgt das Marschland. Keitum liegt südlich hiervon am Kliffrande, der hier niedriger geworden ist, aber an seinem Südende noch einmal auf 13,46 m (Tipkenhügel) ansteigt. Dann fällt es unter das Marschland ein. Die NO-Grenze des Diluvialkernes, auf dem Archsum liegt, bildet eine gerade, durchschnittlich 2,5 m hohe Geländekante. Während seine SO-Grenze in gerader Linie unter der Marsch verschwindet, sendet er nach NW mehrere schmale Fortsätze aus. Die N-Grenze des Morsumer Kernes ist zu einem einzigen Kliff umgestaltet gewesen und wird an seinem W-Ende in dem heutigen Morsumkliff wieder angegriffen. Höhen von 15 und 12 m liegen hier unmittelbar an der Kliffkante. Bei dem erstmalig von O an die heutige Küste kommenden Abschnitt ist das alte, bewachsene Kliff wieder schräg zur ehemaligen Küstenlinie angeschnitten (T. 2, Fig. 2). Es springt dann zurück. Sein erneutes Vorbiegen ist der Hauptaufschluß des heutigen Morsumkliffs. In der Einbuchtung liegen in ca. 2 m Höhe geschichtete Sand- und Kieslagen. Natürlich überwiegt hier das lokale Tertiärmaterial die aus dem Diluvium stammenden Bestandteile bei weitem. Die Wechsellagerung gibt Zeiten stärkeren und schwächeren Angriffs an. Im ganzen fanden sich:

Grasnarbe:
50 cm Sand über einer Kieslage,
40 cm Sand über einer Kieslage,
30 cm Sand über einer Kieslage,

23 cm Sand über einer Kieslage,
17 cm Sand über einer Kieslage,
12 cm Sand über einer Kieslage,
7 cm Sand über Kies.

Nach unten nehmen also die zwischengeschalteten Sande ständig an Mächtigkeit ab. Genau in der Mitte zwischen beiden Kliffs liegen 10 cm unter der Grasnarbe Mytilus- und Litorinalagen. Westlich des Morsumkliffs schließt sich ein Kieshaken an, der beinahe bis zum Hindenburgdamm reicht. In ihm nimmt die Größe der überwiegend aus Limonitsandstein bestehenden Gerölle mit wachsender Entfernung vom Anstehenden ab. An dem von der Dammgrube zum Strande führenden Weg lag 20 cm tief unter mehrfachen Kieslagen eine Litorinaschicht. In den Kieshaken ist durch das heutige Meer ein kleines Kliff eingeschnitten. Allerdings reichen höhere Sturmfluten schon über ihn hinweg, so daß dadurch eine teilweise Wiederauflagerung der Gerölle stattfinden kann. Deshalb möchte ich auch in den obersten Muschel- und Schneckenlagen eine vielleicht durch rezente Sturmfluten hervorgerufene Bildung sehen.

Litorinasandschaare.

Die parallel dem Ostufer der Amrumer Litorinabucht vor dieser liegenden Dünenreihen und die gleichartigen vor dem südlichen Steenodder Litorinakliff sollen mit gleichen Bildungen von Michaelisdonn (Dithmarschen) verglichen werden (T. 2, Fig. 3). Braun (1911) beschreibt die dortigen, parallel zum Litorinaufer angelegten Dünenreihen eingehend. Dort

„bemerkt man vor Michaelisdonn (Meßtischblatt 651) einen mäßig verwischten Steilhang von 20 bis 25 m Höhe; an seinem Fuß zieht eine sumpfige Senke, in der die Friedrichsdorfer Au in + 0,1—0,3 m Höhe nach Südosten fließt. Nach Westen liegt eingedeichte Marsch 0—2 m hoch. Zwischen Sumpf und Marsch schieben sich aber dem Hang annähernd parallel verlaufende, niedrige Sandrücken hin, deren einem die Bahn folgt. Diese erreicht bei Warferdonn 3,4 m Höhe, der äußerste mit Süderdonn trägt keine Höhenzahl, mag sich etwa 2 m über seine Umgebung erheben. Der Ansatzpunkt beider Rücken und kleinerer Zwischenglieder, die alle nach Süden auseinanderlaufen und Moorstreifen zwischen sich einschließen, liegt bei Norderdonn, von wo der Steilhang von N zu W weiterläuft."

Wir werden dabei sofort an die N—S gerichteten Sandhaken der Amrumer und Sylter Diluvialkerne erinnert. Braun deutet diesen Befund gleichfalls als Hakenbildung mit geringer, auflagernder Vordünenbedeckung. Die Entstehung der Marschen hinter einer durch Nehrungen verschmelzenden Inselkette unterbindet nach ihm die Weiterbildung. Für diese Außenküste fehlen aber sichere Beweise. Die Sandhaken von Michaelisdonn wurden m. E. gleichzeitig mit denen der Inseln während der aktiven Litorinatransgression angelegt. Analog dazu entsprechen die Dünenreihen in der Litorinabucht Amrums den heutigen Sandküsten bekannten Sandschaaren. Die postlitorine Hebung gab diese Bildungen durch Regression des Meeres frei, ohne sie zu zerstören.

Die postdiluvialen Schichten.

Auf den diluvialen Kernen finden wir über dem obersten Windkanterhorizont, dessen Bildung an den Anfang des zweiten Interglazials und erneut weitergebildet in der dritten Vereisung angenommen wird, weitere Ablagerungen. Erhalten geblieben sind sie nur dort, wo sie unter den rezenten Dünen begraben wurden und wo nicht bei deren dauernder Umlagerung Windmulden geschaffen wurden, die bis auf den diluvialen Kies hinunter-

reichten. Auf T. 2, Fig. 10 sehen wir eine derartige Windmulde, die der Reihe nach von der rezenten Düne, von der aus das Bild aufgenommen ist, zum Quermarkenfeuer hin alle älteren Schichten erfaßt hat. Durch den schrägen Windanschnitt entsteht ein Bild, wie wir es auf geologischen Karten als Muldenschluß mit umlaufenden Streichen der Schichten zu sehen gewohnt sind. Bei ihnen ist ein horizontaler Anschnitt einer schräggestellten Mulde, in unserem Falle eine horizontal lagernde Schichtenfolge durch eine schräg einschneidende Winderosion aufgeschlossen. Auf den außerhalb der Dünen liegenden Heide- und Ackerflächen hat die geringmächtige Schichtenfolge meist eine völlige, teils natürliche, teils durch die menschliche Bearbeitung hervorgerufene Umbildung und Zerstörung erlitten.

Der Heidsand.

Unmittelbar über dem Windkanterhorizont bzw. dem Geschiebedecksand folgt der Heidsand. Stolley (1901) gibt allerdings an einzelnen Stellen des Sylter Roten Kliffs und vom Südstrande von Föhr an, daß sich zwischen Geschiebesand und Heidsand eine Humusschicht einschöbe. An anderen Stellen findet er aber direkte Auflagerung des Heidsandes auf dem Geschiebesand. Die humose Durchfärbung des Heidsandes von oben (T. 4, Fig. 4) bringt hier die Erklärung für ersteres. Überall, wo ich den typischen Heidsand feststellen konnte, lag er direkt auf dem während der beiden letzten Vereisungen entstandenen Windkanterpflaster. Durch diese Lagebeziehung wie durch seine intensiv gelbe Farbe ist er teilweise als Verwitterungsprodukt in der unmittelbaren Nachbarschaft gelegener Diluvialablagerungen angesehen worden. Seine äolische Entstehung ist lange bekannt, da er zum großen Teil zwar einheitlich, wenige Dezimeter mächtig seine Unterlage bedeckt, an einzelnen Stellen aber mit deutlich äolischer Schichtung bis zu 2 m hohen Dünen zusammengeweht ist. Stolley (1901 c) beschreibt eine derartige Heidsanddüne vom Roten Kliff bei Wenningstedt. Auf Amrum fand ich einmal südwestlich des Skalnastales und zweitens etwas nördlich des vom Kinderheim Satteldüne zum Strande führenden Weges derartige 2 m hohe Dünen (Abb. 2). Die erstere fällt stark nach O ab (T. 2, Fig. 13, 14). Die Erhaltung dieser beiden Dünen nördlich und südlich der Litorinabucht ist der an diesen Stellen besonders starken rezenten Dünenaufwehung zu verdanken. Die Entstehungsart des Heidsandes ist damit einwandfrei erwiesen. Den bisherigen Meinungen über seine Entstehungszeit und den Ursprung des Heidsandmateriales widersprechen aber eine ganze Reihe von Tatsachen. Die auf den Ablagerungen der zweiten Vereisung ruhende Windlesedecke kann nur nach Rückzug der zweiten und während der dritten Vereisung gebildet sein. Zur Zeit ihrer Entstehung muß die Ausblasung derart scharf gewesen sein, daß an eine gleichzeitige Ablagerung des Heidsandes nicht zu denken ist. Die Schaffung eines so geschlossenen Pflasters wie auch so großer und zahlreicher Windkanter kann nur in einer Zeit schärfster Deflation vor sich gegangen sein. Wir sahen ferner während des zweiten Interglazials den Tuul entstehen und müssen analog dieser Vertorfung der Diluvialsenken auch auf den Höhen Pflanzenbedeckung annehmen. Ein Humushorizont hätte also darin eine durchaus natürliche Erklärung. Da aber in Wirklichkeit ein derartiger Humushorizont nicht aufzufinden ist, sondern der Heidsand direkt dem Windkanterhorizont auflagert, müssen wir annehmen, daß die heran-

rückende, unser Gebiet direkt nicht mehr erreichende dritte Vereisung immerhin noch einen so starken klimatischen Einfluß auf unser Gebiet ausgeübt hat, daß die Vegetation des zweiten Interglazials vernichtet wurde. Danach müssen etwa vorhandene Bodenbildungen gleichfalls der Zerstörung anheimgefallen sein. In diese Zeit, während der sich in den tiefer liegenden Gebieten die durch Schmelzwässer der dritten Vereisung transportierten Sandmassen den Meeressedimenten des Eem aufgelagerten (Wolff, 1918), wird man wohl die Bildung des Geschiebedecksandes an den Hängen der Diluvialhöhen zu setzen haben. Ist die Windlesedecke über dem Geschiebelehm der Hauptvereisung durch starke Deflation beim Zurückweichen der zweiten Vereisung entstanden und während der dritten Vereisung weitergebildet worden, so setzt der Heidsand, durch Inflation aufgeschüttet, starke Deflation eines ferneren Gebietes voraus. Die Inflation des Heidsandes konnte also erst erfolgen, als die Ablagerungen der dritten Vereisung von den Fallwinden am Eisrande der zurückweichenden dritten Vereisung ergriffen werden konnten. Damit stellt der Heidsand nicht einen Rückstand der zweiten Eiszeitablagerungen dar, sondern ist ein gröberes Äquivalent des jüngsten Lößes. Die chemische und strukturelle Zusammensetzung des Heidsandes bestätigt diesen Befund. Bei 15facher Vergrößerung (T. 7, Fig. 7) sieht man, daß der sich tonig anfühlende Sand ausschließlich aus Quarzkörnern besteht, die mit einer dünnen, okergelben Haut überzogen sind. Letztere besteht aus einem geringen Gehalt an Brauneisen (Na_3PO_4-Perle wird nur ganz schwach gelblich gefärbt), dazu aber aus Tonerde ($Na_3PO_4 \cdot CoNO_3 \cdot$ Substanz ergibt in der Perle das typische Thenardsblau). Die Quarzkörner haben durchweg unregelmäßige, eckige Formen. Nur an den größeren ist eine geringe Kantenrundung zu erkennen. Auffallend ist die Verteilung der Korngrößen (vgl. im Gegensatz dazu den rezenten Dünensand [T. 7, Fig. 11]), die die Schichtbildung bedingen. Sofort erkennt man, daß die Masse der kleinsten Körner die Gesamtheit der sprunghaft größer werdenden bei weitem überwiegt. Diese kleinste Fraktion weist eine durchschnittliche Korngröße von 0,15 bis 0,06 mm auf. Noch kleinere Körner finden sich nur ganz selten. Da die Sand-Tongrenze aber erst bei 0,02 mm liegt, haben wir es hier schon mit einem typischen Sande im Sinne Atterberg's (1912) zu tun. Die noch feineren Komponenten fehlen. Sie sind noch weiter vom Eisrande entfernt durch die von diesem kommenden Fallwinde abgelagert worden und treten so in dem aus feinsten Staubteilchen bestehenden Löß auf, der nach Keilhack (1920) 8—40% Feinsand (0,1—0,05 mm), 50—65% Staub (0,05—0,02 mm) und noch 16—36% Ton (unter 0,02 mm) enthält. Diese Feststellung ist gleichzeitig der Beweis dafür, daß der in dem Heidsand fehlende Kalk- und Tonerdegehalt auf mechanischem Wege mit den Quarzkörnern entfernt ist, daß beide Teile also nicht etwa auf chemischem Wege als Suspensionen oder Kolloide entführt wurden. Die Zwischengrößen zwischen den kleinsten Körnern und den gröbsten fehlen nahezu völlig. Letztere, an Menge zurücktretend, haben eine Größe von 0,3 bis maximal 0,6 mm. Damit besitzt der Sand auch eine obere Grenze, oberhalb deren die Kraft des aufschüttenden Windes nicht mehr ausgereicht hat. Die größeren Körner müssen schon in dem zwischen diesem und dem Eisrand liegenden Gebiet zur Ablagerung gekommen sein. Ein Vergleich der vorliegenden Größenverhältnisse mit denen des Heidsandes am Eisrande in Schleswig-Holstein müßte interessante Aufschlüsse bringen. Die Beschränkung der Korngrößen zeigt, daß es sich hier um ein

aus entfernteren Gebieten durch Wind herbeigeführtes Material handelt, dessen relative Grobheit und geringe Kantenrundung (Abschliff ist erst ab 0,5 mm möglich) den Transportweg als nicht allzu lang bestimmen. Der Eisengehalt läßt auf Aufarbeitung von Diluvialmaterial schließen. Aus allen diesen Tatsachen geht hervor, daß der Heidsand ein gröberes Äquivalent des jüngsten Lößes ist und von den eben vom Eise freigewordenen Gebieten der dritten Vereisung stammt. (Nach Abgabe dies. Arb. erschien: Becksmann, 1931 b.)

Der Sandahl.

Über dem Heidsand folgt eine rotbraune Zone, die sich in ungefähr gleichbleibender Mächtigkeit (30—40 cm) gleichmäßig über die von den Heidsanddünen geschaffenen Unebenheiten hinwegzieht. Es ist dies der schon Forchhammer (1856) bekannte, von ihm als Sandahl bezeichnete Horizont. Ahl ist die in anderen Gegenden Fuchserde genannte, volkstümliche Bezeichnung für einen stark mit Eisen imprägnierten Boden. Da hier der Heidsand imprägniert ist, ist die Bezeichnung Sandahl durchaus am Platze. Die 15fache Vergrößerung des Sandahls zeigt, daß das Material noch ungefähr dieselbe Beschaffenheit hat wie das des Heidsandes (T. 7, Fig. 8). Allerdings scheinen die feineren Bestandteile z. T. bei der Imprägnierung nach unten geschlämmt zu sein, denn der Prozentgehalt an gröberen Komponenten, an denen der Heidsand verhältnismäßig arm ist, ist stark gestiegen. Die im Sandahl eine Anhäufung erfahrenden, gröberen Körner gehen aber nur wenig über die maximale Grenze der Heidsandkörner hinaus (0,6—0,7 mm). Daneben deutet eine stärkere Kantenrundung auf eine stärkere Beanspruchung hin. Es läßt sich im großen und ganzen aber trotzdem sagen, daß der Sandahl nur ein imprägnierter Heidsand ist. Diese Imprägnation setzt aber eine überlagernde Bodenbildung voraus, die einen solchen Umlagerungsvorgang auslösen konnte. Eine selbständige Bedeutung kommt also der Zone des Sandahls nicht zu. Olshausen (1920) gibt an der Grenze des Ahls gegen den unterlagernden Heidsand eine Humussandsteinzone an. Eine derartig stärker verkittete Zone fand ich am Quermarkenfeuer (T. 2, Fig. 10, hinterer dunkler Bogen).

Der Maar.

Hervorgerufen ist die Sandahlbildung durch den ihn überlagernden Maar, eine Bezeichnung, die gleichfalls Forchhammer (1856) dieser Zone gegeben bzw. deren volkstümlichen Namen er übernommen hat. Zwischen Maar und Sandahl gibt er noch eine für derartige Bodenbildungsvorgänge zu fordernde Zone von „schneeweißem Sand" an (Bleichzone). In unserem Gebiet ist diese Zone ebenso vorhanden gewesen. Spätere Umlagerungsvorgänge haben es aber bewirkt, daß heute der Maar direkt dem Sandahl auflagert. Der Maar deutet schon durch seine tiefschwarze Farbe auf einen hohen Humusgehalt hin. Er überlagert konform mit dem Sandahl alle Unebenheiten in einer Mächtigkeit von 20—30 cm. Schon rein mechanisches Schlämmen zeigt, daß er sich aus vollkommen amorphem, keine Pflanzenstruktur zeigenden Humus und zum geringeren Teil aus glasklaren Quarzkörnern zusammensetzt, 15fache Vergrößerung zeigt ihre Übereinstimmung mit dem Heidsand in Form und Größenverhältnissen. Von Hahne (1928) ist diese Zone als anmoorige Schicht bezeichnet worden. Diese Bezeichnung ist m. E. nicht am Platz, weil man

darunter eine stärkere, stagnierende Durchfeuchtung des Bodens versteht, die bei dem gleichmäßig über alle Bodenunebenheiten hinweggehenden Maar nicht anzunehmen ist. M. E. haben wir es bei dem Maar mit einer typischen Podsolierung zu tun. Dabei ist zu beachten, daß der Heidsand einen nur mit ganz geringem Eisen- und Tonerdegehalt versehenen Sand darstellt. Das muß die Podsolierung beeinflussen, wie auch keine üppige Vegetation hat aufkommen können. Immerhin ist zu der Zeit, als die Vegetation in die eisfrei gewordenen Gebiete nachrückte und später, durch weitgehende Klimaänderungen und die beginnende Litorinasenkung bedingt, in den tieferen Diluvialsenken eine starke Wald- und Moorbildung einsetzte, auch auf den Geesthöhen geschlossener Pflanzanwuchs anzunehmen. Eine direkte Waldbedeckung wird auf ihnen wohl kaum vorhanden gewesen sein, da der Geestboden zu sandig war, Zwergstrauchheide wird sie aber jedenfalls mit einer dichten Decke überzogen haben. Unter dieser Decke entstand die Humusakkumulation des Maar, des Horizontes A_1. Die weiter erkennbaren Umlagerungsvorgänge zeigen ohne weiteres an, daß es sich dabei um sauren Humus gehandelt hat. Ein Bleichhorizont muß ursprünglich vorhanden gewesen sein. Die im Maar enthaltenen, typischen Bleichsandcharakter tragenden Sandkörner lassen eine sekundäre Infiltration des ursprünglich höher gelegenen Maars in den von ihm geschaffenen Bleichsandhorizont vermuten (A_1 in A_2). In Zusammenhang damit wird auch der zu hohe, eine kräftige Blaufärbung der Na_3PO_4-Perle ergebende Tonerdegehalt stehen. Aus dem Maar und dem zu fordernden Bleichsandhorizont wurden die Eisen- und Tonerdeverbindungen durch die durch den Sauerhumus bewirkte Destruktion nach unten fortgeführt. Gleichzeitig erfolgte, wie aus den Korngrößen des Sandahls ersichtlich ist, eine mechanische Ausschlämmung dieses Horizontes, so daß unter ihm eine Anreicherung der feineren Partikel und damit eine wasserundurchlässigere Schicht entstand. Oberhalb dieser mußte also ein relativ hoher Feuchtigkeitsgehalt im Boden vorhanden sein. Hier war die Ausfällung der in Lösung gegangenen Eisen- und Tonerdeverbindungen gegeben. Hier entstand der Horizont B. Daß kein eigentlicher Ortsteinhorizont gebildet wurde, ist bei den geringen Mengen der beiden Stoffe und bei der hohen Durchlässigkeit des unterlagernden Heidsandes verständlich. Eine Andeutung desselben liegt in dem erwähnten, leicht verkitteten Horizont. Spätere Einflüsse haben das unscharfe Bild noch weiter verwischt.

Aus der Lage des Maars auf den drei Inseln geht hervor, daß wir es mit einem Reliktboden zu tun haben, obwohl heute unter der Heidedecke genau die gleichen Vorgänge sich abspielen, da das subfossile Klima dem heutigen annähernd entspricht. Der Maar und die von ihm gebildeten Horizonte brechen an der Westkante des Amrumer Litorinakliffs ab. Sie lagen schon als fertige Bildungen auf dem Diluvium, als die Litorinatransgression die Inselkerne angriff. Auf Sylt wie auf Amrum taucht auch der Maar auf absinkendem Diluvium mit unter das heutige Meeresniveau. Am deutlichsten ist dies am Südstrande von Föhr. Hier spült das Meer den in Strandhöhe liegenden Maar in größeren Flächen frei (T. 4, Fig. 2). Zur Litorinazeit hatte das Meeresniveau aber sogar noch höher gelegen. Die Bildung des Maars muß also sowohl vor dem heutigen wie vor dem zur Litorinazeit vorhandenen Meeresniveau bei einer höheren Lage des Landes erfolgt sein. Wenn wir unsere Entwicklungsreihe Heidsand—Maar—höhere Horizonte (gleichfalls nicht erst postlitorin entstanden) mit der für das europäische Postdiluvium aufgestellten Klimagliederung vergleichen, kommen wir zu dem

Ergebnis, daß die Humusakkumulation des Maars und damit die Bildung der Bleichsand- und Sandahlzone in die feuchtwarme atlantische Zeit zu setzen ist. Der Maar ist also dem älteren Waldboden gleichzusetzen, den Bülow (1929 a) aus Pommern beschreibt, dessen beginnende Bildung er gleichfalls „ins Atlantikum bzw. in prälitorine Zeit" stellt (Bülow, 1929 b).

Die drei Bleichsandhorizonte

In dreifachem Wechsel folgt über dem Maar ein typischer, hellgrauer Bleichsand, der nach oben hin jedesmal von einer geringmächtigen, nur gerade als dunkleres Band erkennbaren Humuszone gegen die nächsthöhere Bleichsandschicht bzw. schließlich gegen den heutigen Dünensand abgegrenzt wird. Dieselbe Dreiteilung weisen auffälligerweise die in der Norddorfer Marschbucht hinter dem ehemaligen Haken gebildeten Sandmarschschichten auf (T. 4, Fig. 6). Sie werden, da der schützende Haken durch die rezente Zurückschneidung wieder zerstört ist, heute an der Westküste angeschnitten (Abb. 2). Nördlich der Norddorfer Brücke findet zur Zeit die Hauptzerstörung statt, da hier der hinter den Kniepsand eingreifende Priel ans Ufer gedrängt wird, weil der bei Sturmfluten über ihn geworfene Sand diesen einzuengen versucht. Es schalten sich hier zwischen drei von kleineren Sandlagen durchzogenen Schichtpaketen aus Phragmitenmarsch mächtigere, durchgehende Sandlagen ein (T. 4, Fig. 6). Das zeigt, daß zwischen Zeiten normal verlaufender Sedimentation, während deren die Pflanzen mit ihr Schritt halten konnten, Zeiten größerer Sandzufuhr liegen.

Die diesbezüglichen Profile lauten:

1. III 15 cm 4 Phragmitenschichten von kleineren Sandlagen unterbrochen,
20 cm Sand,
1 cm Phragmitenschicht,
7 cm Sand,
II 1 cm Phragmitenschicht,
4 cm Sand,
1 cm Phragmitenschicht,
10 cm Sand,
6 cm Phragmitenschicht,
I 1 cm Sand,
2 cm 2 Phragmitenschichten, durch eine geringmächtige Sandlage getrennt.

2. III 4 cm Phragmitenschicht,
7 cm Sand,
II 3 cm Phragmitenschicht,
5 cm Sand,
1 cm Phramitenschicht,
4 cm Sand,
I 3 cm Phragmitenschicht,
Sand.

Die Übereinstimmung mit den drei Bleichsandhorizonten wird nicht zufällig sein; denn auch hier ist für den rhythmischen Wechsel Bleichsand—Humus eine dreifache Änderung in der Intensität der Sandzufuhr anzunehmen. Dabei entsprechen die humusfreien Bleichsande den einen starken Sandüberschuß anzeigenden Sandlagen der Norddorfer Bucht. Die Humuslagen dagegen lassen erkennen, daß hier die Vegetation eine Zeitlang dasselbe Niveau innehatte und so eine schwache Humusanreicherung schaffen konnte. Das gleiche sagen die Phragmitenschichten von der marinen Anschlickung aus. In ihren Sandlagen überwog der westliche, in ihren von Phragmiten durchsetzten, klei-

haltigen Schichten der östliche Sedimentationsbereich. Der westliche Einfluß besitzt eine stärkere Transportkraft (daher Sandzufuhr), während der östliche nur in einem ruhigen, vor westlichen Einflüssen geschützten Sedimentationsbezirk zur Geltung kommen kann.

Die dem Heidsand ähnliche Korngrößen aufweisenden Quarzkörner der Bleichsande, die noch einen ganz schwachen Tonerdegehalt besitzen, zeigen aber eine erhebliche Kantenrundung (T. 7, Fig. 10). Sie sind meist schon vollkommen rund. Eisen ist überhaupt nicht mehr nachzuweisen und sicher primär schon nicht mehr vorhanden gewesen. Daß aber noch eine neue Tonerdedestruktion erfolgt ist, läßt der stärkere Tonerdegehalt des unterliegenden Maars erkennen. In ihm muß bei seiner Bildung die Tonerde stark ausgelaugt worden sein. Wenn wir diesen trotzdem in nennenswerten Mengen in ihm finden, so muß der Maar bei der Bildung der höheren Horizonte die nächsttiefere, wasserundurchlässige Schicht gebildet haben. Dort wurden die von oben kommenden Bestandteile aufgehalten. Die Mächtigkeit der drei Horizonte wechselt stark und zeigt damit eine äolische Entstehung an. Über den Heidsanddünen verteilen sie sich gleichmäßig auf 30—40 cm (genau so am Sylter Roten Kliff (T. 4, Fig. 5)). Im südwestlich Norddorf gelegenen Flegham (1) ist das Verhältnis ähnlich (T. 4, Fig. 8); westlich der Vogelkoje I steigt es aber erheblich an (2):

	1	2
Bleichsand III	15 cm	50 cm
Bleichsand II	10 cm	100 cm
Bleichsand I	15 cm	30 cm

Die auffällige Übereinstimmung mit dem erst im Schutze des zur Litorinazeit begonnenen Hakens gebildeten Phragmitenmarsch legt die Entstehung beider am Ende der Litorinasenkung fest. Unter den Phragmitenschichten folgt auch noch reiner Klei (mit dem 2-m-Bohrer nicht durchsunken, s. S. 32), der erst beim Abklingen der Litorinasenkung entstanden ist (S. 60). Damit stellen die Bleichsande ein Vorstadium der heutigen Dünenaufwehung dar, das aber nur geringe Sandmassen lieferte. Klimatisch wäre der Bildung das trocken-warme Subboreal günstig. Merkwürdig bleibt der bisher noch nicht bekannte, dreimalige Rhythmus. Er wird auf speziellen Ursachen unseres zu dieser Zeit am Ufer des Litorinameeres liegenden Gebietes beruhen.

Umbildung durch das subatlantische Klima

Die Auswirkung des feuchten subatlantischen Klimas geht aus einer Beobachtung hervor, die mir Herr Professor WÜST in freundlichstem Entgegenkommen mitteilte. Er beobachtete an dem auf dem Morsumer Diluvium für die neue Bahnstrecke geschaffenen Einschnitt, daß der unter dem Maar liegende Sandahlhorizont unter einem bronzezeitlichen Grabhügel höher lag als östlich und westlich davon. Dort ist der primär gebildete „Ortsteinhorizont" den Einflüssen des feuchten subatlantischen Klimas entzogen, an den ungeschützten Stellen dagegen tiefer gesenkt worden. Dadurch wird geklärt, weshalb zwischen Maar und Sandahl ein Bleichsandhorizont fehlt, ferner, warum wir an Stelle eines deutlichen Ortsteinhorizontes nur eine ganz selten schwach verkittete Sandahlzone finden. Auch aus dem Maar kommende, schwärzlich-bräunliche Schlieren nach unten weisen auf eine sekundäre Verschlämmung hin. Am stärksten ist die Durchschlämmung am Südende des

Roten Kliffs (T. 4, Fig. 4), wo der Maar in den Heidsand und unterlagernden Geschiebedecksand eingeschlämmt ist.

Die rezente Dünenbildung

Die rezente Dünenbildung beginnt sicher in dem Augenblick, in dem die postlitorine Hebung anfängt, sich in ausgesprochenem Maße geltend zu machen. Ihre Vorläufer sind die Bleichsand-Humushorizonte, deren geringe Sandmassen wahrscheinlich mit Hilfe von Vegetation gleichmäßig verteilt wurden. Der rezente Dünensand läßt sich schon makroskopisch leicht von allen vorhergehenden Bildungen unterscheiden. Bei 15facher Vergrößerung wirkt dieser Unterschied nahezu grotesk (T. 7, Fig. 11). Derartige Grobheit wie derartig starke Abrundung der Körner weist keine der anderen Proben auf (durchschnittliche Größe der Körner 0,4—0,7 mm). Daran und an dem minimalen Überzug mit Eisen (er fehlt ursprünglich ganz) sehen wir, daß es sich um marin aufgearbeitetes Material handelt. Auf den Haken sind die Dünen die einzige Auflagerung. Die Haken haben also erst nach Bildung der auf den Inselkernen liegenden Schichten über Wasser existiert, was durch die postlitorine Hebung veranlaßt wird. Daraus ergibt sich erneut, daß das Ende der Litorinasenkung an das Ende der subborealen bis an den Anfang der subatlantischen Klimaperiode, also in die jüngste Zeit fällt.

Die Bildung der Haken, Vordünen und Randdünen

Unmittelbar nördlich und südlich der Diluvialkerne Amrums und Sylts befinden sich Bildungen, die einen ehemaligen Schutz vor westlichen Einflüssen voraussetzen. Der Schlick, der heute an der Westküste von Amrum (bei Norddorf) und am Weststrande Sylts (im S am Westerländer Strand und bei Rantum, im N nördlich des Kampener Kliffendes) der Zerstörung anheimfällt, muß hinter vor ihm liegenden Haken entstanden sein. Mit fortschreitender Zurückschneidung des Kernlandes wird zugleich die Wurzelzone der Haken angegriffen, bis sie, wie bei uns, vollkommen wieder zerstört ist, während am äußeren Ende die Haken weiter hinausgeschüttet werden. Unterbrochen wird die Weiterbildung erst, wenn das Meer die weichen, ihres Schutzes beraubten Bildungen hinter der Ansatzstelle des ehemaligen Hakens durchreißt. Dort liegen auf unseren Inseln die gefährdetsten Stellen (Kampener Kliffende, Norddorfer Risumland). Johansen deutet schon 1862 warnend auf diese Gefahr hin: „Es wird nicht lange mehr dauern, bis die See sich mit dem Haff vereinigen und den nördlichen Teil Amrums in eine Insel verwandeln wird." Diese gefährdeten, des schützenden Hakens beraubten Sandmarschflächen stehen in scharfem Gegensatz zu den nördlich bzw. südlich davon gelegenen Gebieten. Bei ihnen ist der typische Vorgang des Hakenwachstums zu erkennen. Die von der Küstenversetzung eingeschlagene Schüttungsrichtung wird am jeweiligen Hakenende von der durch die herrschende Windrichtung geschaffenen Brandungsrichtung (verstärkt durch die Flutströmung) abgelöst, wodurch bei uns ein Umbiegen der Haken nach O bewirkt wird. Im Gegensatz dazu ist für die den Kernen anliegenden Haken eine N- bzw. S-gerichtete Schüttung ohne derartige Störungen anzunehmen. Daß auch bei diesen kleinere Durchbrüche erfolgt sind, nachdem sich dahinter schon Schlick abgelagert hatte, zeigt ein durch den Priel geschaffenes Profil

zwischen der ersten und zweiten Buhne südlich der Norddorfer Landungsbrücke (T. 2, Fig. 11):

1,80 m Sandschlick mit Phragmitenresten (über dem Priel am Strande aufgeschlossen),
0,10 m Sandschlick mit Phragmitenresten (am Prielrand),
0,20 m Sand, stark eisenschüssig,
0,35 m grober Kies ohne Sand,
0,20 m Klei, im Priel aufgeschlossen,
0,90 m Klei, nicht durchsunken.

Die Kiesbank weist eine nach N einfallende Schüttungsrichtung auf. Der stark eisenschüssige Sand macht sich noch im N der Brücke bemerkbar, wo er den ihn bedeckenden Strandsand in einem geraden Streifen braun färbt. Kies und überlagernder Sand bilden über dem wasserstauenden Klei den Wasserträger aus dem bei Ebbe das Grundwasser heraussickert. Der Beginn der Hakenbildung ist in die aktive Phase der Litorinasenkung zu setzen. Dabei genügten zunächst geringe Schuttmassen zum Aufbau des Hakens, da das Diluvium an dieser Stelle sanft unter das Meeresniveau einfällt. Dadurch, wie durch die sicher äußerst starke Materiallieferung, ist der gerade Anfangsverlauf des Hakens bedingt worden. Nach erfolgter Hebung, z. T. schon nach genügend starker Aufschüttung, war hinter ihm die Absetzung sandiger Schlicke möglich. So erklären sich die Sandmarschflächen nördlich und südlich der Sylter und Amrumer Inselkerne. Die jenseits der Sandmarsch liegenden Außenzonen stellen Gebiete dar, in denen die Schüttung in tieferes Wasser erfolgte, weshalb hier das Material stark von den Strömungen beeinflußt werden konnte. Diesen bis in die Gegenwart andauernden Vorgang können wir am besten am Sylter Südhaken bei Hörnumodde studieren. Hier fand schon MEYN (1876) auf der Suche nach weiteren diluvialen Kernen einen „Hochstrand", der zu seiner Verwunderung auch in die Dünentäler eingreift. Bezeichnenderweise gibt er auf seinem Profil einen äußeren Hochstrand, eine niedrigere Zwischenzone und einen inneren Hochstrand an, der an die Dünen „anschließt" und sogar in sie „hineingreift". Beide Strandzonen liegen in derselben Höhe von 2½—3 m.

Dort, wo das Dünenkliff des Sylter Südhakens durch Abbiegen der Dünen aufhört (Meßtischblatt 158 direkt über dem „H" des Wortes Hörnumodde) erhalten wir einen drastischen Eindruck von dem Transport der plattigen Geschiebe (T. 2, Fig. 7), mit denen der südlich anschließende Hochstrand gepflastert ist (T. 2, Fig. 6). Von dieser Stelle aus nach S sehen wir diese zu einem weitausladenden, mehrere Meter breiten Streifen angeordnet. Nach außen fällt diese Fläche, wie auch MEYN angibt, in der üblichen Strandböschung zum Meer hin ab. Nach innen ist der Abfall stärker und begrenzt eine halbmondförmige Mulde, in der keine Pflasterung vorhanden ist. Der von MEYN angegebene, innere Hochstrand liegt östlich eines auf dem Meßtischblatt vom Jahre 1880 noch mit 3,4 m angegebenen Punktes, der jetzt schon mehrere Meter hohe Dünen trägt, die gleichfalls bogenförmig angeordnet sind. Innerhalb dieser Dünen liegt eine weite Fläche mit typischem Hochstrandpflaster. Analoge Verhältnisse zeigt der Nordhaken Amrums. Auch hier ist das rezente Dünenkliff je weiter nördlich um so vollkommener und breiter mit einem Steinpflaster versehen (T. 2, Fig. 8). Wo die Randdüne nach O umbiegt, findet auch hier wieder eine Ausbreitung der Geschiebe statt, obwohl sie sich hier nicht direkt vom Dünenrande loslösen. Immerhin wird auch hier durch die Pflasterung eine stabile Fläche geschaffen. Darin liegt

nämlich die Bedeutung des Hochstrandes, daß er der Abrasion schließlich einen derartigen Widerstand entgegensetzt, daß er nicht mehr der Zerstörung anheimfällt. Da er sowieso nur bei höchsten Wasserständen überflutet wird, lagert sich bei normalen Verhältnissen der Sand an seinem Außenrande an. Ist die Sandzufuhr ausgiebig genug, so häuft sich schließlich der Sandüberschuß erst in einem marinen Strandwall, dann aber in einer diesem auflagernden Düne an. Von da ab ist das dahinterliegende Gebiet den marinen Einflüssen entzogen. Die folgenden Sturmfluten, die wieder gröberes Material heranbringen, müssen dieses vor der neugebildeten Düne ablagern, worauf sich der geschilderte Vorgang wiederholt. Im Innern der „Hakengebiete" angestellte Untersuchungen bestätigen diese Entstehungsweise vollkommen. Auf Amrum läßt sich nämlich nicht „von außen in die Dünentäler eingreifend" (Meyn, 1876) der Hochstrand nachweisen, sondern er liegt sogar innerhalb des heutigen Dünengebietes als „subfossiler" Hochstrand (T. 2, Fig. 4). Die Gleichheit seiner Entstehungsweise ist aus der Übereinstimmung aller Merkmale ersichtlich. Wo wir Kiesflächen mit runden, meist kleineren Geröllen in dem genannten Bezirk finden, sind diese meist deutlich in Wällen angeordnet (T. 2, Fig. 9).

Der nördlichste Teil des Amrumer Nordhakens läßt die einzelnen Stadien seiner Entstehung noch erkennen. Gehen wir am Weststrande vom Risumdeich nach N, so bemerken wir an den Dünen oberhalb der am Strande ausbeißenden Sandmarsch noch eine zweite Lücke, die erst 1925 durch eine Sturmflut geschaffen wurde und erneut die Gefährdung dieser Stelle gezeigt hat. Nördlich davon, hart an der Grenze der Sandmarschschichten, schwenkt der älteste Haken nach O ein. Im folgenden beobachten wir die einzelnen Hakenstadien an den eigentlich erst nach Anlage des Hochstrandes des betreffenden Hakens angewehten Dünen, da die primären Hochstrandflächen nur an einzelnen Stellen unter der heutigen Dünenüberwehung freiliegen. Der dem ersten Haken entsprechende Dünenzug setzt an der beschriebenen Stelle des Weststrandes an (Abb. 2) und verläuft dann WNW—OSO. Daß die Dünen spätere Aufhöhung und Umbildung erlitten haben, unterliegt keinem Zweifel. Aber die weiteren Stadien zeigen, wie die Dünenrichtung immer mehr in dem dem Uhrzeiger entgegengesetzten Sinne von der herrschenden Windrichtung abweicht. Die Ursache dafür liegt in der Richtungsänderung der der Dünenbildung voraufgehenden Kiesschüttungen. Nördlich des ersten Dünenzuges liegen die ersten Kiesflächen, die stets dort erscheinen, wo die heutige Winderosion bis 2—2,5 m über NN hinunterreicht. Die heutige Randdüne überschüttet im W die primär vorhandenen Niveauunterschiede, östlich von ihr wird aber der erste Dünenzug im N von einem ebenfalls WNW—OSO gerichteten Tal, dem Ban Remsanj, begrenzt. Es hat nur eine Höhe von 2,5—2,7 m, liegt also kaum über dem Hochstrandniveau. Gleichbedeutend damit ist nur eine ganz geringe Überschüttung mit rezentem Dünensand. Es folgt ein breites, hohe Dünen tragendes Gebiet, in dem sämtliche tief genug reichenden Windmulden Kiesflächen aufweisen (T. 2, Fig. 9). Die Gesamtrichtung dieses Komplexes ist schon etwas aus der Richtung des vorigen in die reine W—O-Richtung gedreht. Wieder folgt eine nach O sich verbreiternde Talfläche, auf der am Ostrande die Rettungsstation Amrum-Nord steht. Der nun folgende Dünenzug ist der markanteste von allen. Er ist merklich aus der W—O-Richtung in eine WSW—ONO streichende Richtung gedreht und von Vegetation derart überwachsen, daß wir in ihm eine annähernd erhaltene Randdüne

(3. Hakenstadium) erblicken können, an deren Fuß auf längere Erstreckung das marine Kiespflaster zu erkennen ist. Ungefähr von seiner Mitte ist der Rundblick aufgenommen (T. 3, Fig. 1). Wir haben die äußerste Nordspitze vor uns. Rechts sehen wir den Ostteil des Höhenzuges, auf dem wir uns befinden. Links sehen wir die hier SW—NO verlaufende, heutige Randdüne. Über die zwischen beiden liegende Fläche, Ueb'n Aad, verlaufen drei deutlich erkennbare Schwellen, die die Hakenstadien 4, 5, 6 darstellen (Abb. 2). Erst hinter ihnen folgt endlich die heutige Randdüne. Vor ihrer Nordspitze, dem Aad, schafft der Küstenversatz einen neuen, über 100 m weiter nördlich gelegenen Kieshaken. Auch die heutige Randdüne wird also an dieser Stelle in absehbarer Zeit „subfossil" werden.

Am Südende des Amrumer Diluviums finden wir genau dieselben Verhältnisse. Auf dem Panorama (T. 3, Fig. 2), das von dem auf der linken Bildseite befindlichen, hohen Dünenzuge von S nach N aufgenommen ist, sehen wir zahlreiche Bodenschwellen von dem etwas südwestlich des Leuchtturmes gelegenen Südende des Litorinawestkliffs ausgehen, zunächst südwärts laufen, dann aber mehr und mehr in die O—W-Richtung umbiegen. Wieder sind es typische Randdünen früherer Kieshaken, deren Kiesflächen auch hier vorhanden sind. Die äußere Düne, von der das Bild aufgenommen ist, wie die weiter westlich gelegenen Dünenzüge gehören schon nicht mehr dieser Entstehungsgruppe an. Sie hängen mit der Bildung des Kniepsandes zusammen, der gerade durch die Bildung dieser Vordünen die Erhaltung des Litorinakliffs bewirkt hat. Die Randdünen der Haken sind zu einer Zeit entstanden, als der diluviale Kern noch der marinen Abrasion unterlag. Die Vordünen dagegen bildeten, nachdem ihre Aufwehung durch die untermeerische Verlängerung von Sylt und dem im Zusammenhang damit geschaffenen Kniepsand möglich geworden war, einen Schutzwall vor dem Litorinakliff und sind also ganz aus ortsfremdem, Sylter Material aufgebaut. Am frühesten, deshalb am zahlreichsten treten sie hier im S auf und wachsen genau entgegengesetzt den Hakendünen von S nach N. Das zeigt die äußerste Vordüne an ihrem Nordende (südlich der Litorinabucht), an dem sich vor den niedriger werdenden Dünenzug in nördlicher Richtung kleinere Neubildungen vorlegen. Da sein Ende auf dem Meßtischblatt von 1880 etwa 200 m südlich des vom Kinderheim Satteldüne zum Strande führenden Weges eingetragen ist, sie jetzt aber 350 m nördlich davon endet, ergibt sich ein Wachstum von etwa 500 m auf 50 Jahre, also von 10 m pro Jahr. Dieser Betrag steht in Übereinstimmung mit der rapiden Versandung des Kniephafens und dem Wachstum des freien Endes des Kniepsandes westlich des Risumlandes nach N. Erst der südlichste Teil der Vordünen wird seinerseits wieder von dem durch das Landtief in die Norderaue einströmende Wasser ergriffen, das ihn am Ostzipfel Wittdüns wieder ansetzt. Das führte bei einer Sturmflut im November 1911 zu einer katastrophalen Sandabrasion, auf deren verheerende Wirkung hin man die Betonmauer Wittdüns baute. Nach Krause (1913) rissen die Sturmfluten hier an den Nordseehallen 8 m Düne weg, so daß man für die Häuser selbst fürchten mußte.

Für gleichfalls parallel hintereinanderliegende Dünenzüge auf Eiderstedt gibt Bernt (1929) eine andere Deutung der Entstehung. Hier soll der strandnaheste Dünenzug primär sein, während die dahinterliegenden parallel dazu angeordneten Dünenreihen durch Winderosion entstanden sind. Diese Erklärung ist in unserem Falle ausgeschlossen. Man erkennt deutlich das ver-

schiedene Alter der einzelnen Dünenzüge. Jedesmal reicht die jüngere Vordüne, die sich vor die schon vorhandene, nächstältere schiebt, weiter nach N als diese (Abb. 2). Die tief zwischen den einzelnen Zügen liegenden Heideflächen deuten auf hohe Stabilität hin.

Der Sylter Südhaken ist, wenn wir von der Südgrenze des Diluvialkerns bei Westerland rechnen, mit 20 km Länge ein imposantes Gebilde. Bei Rantum und Ponsklint sind allerdings noch kleine Diluvialreste vorhanden. Dennoch muß die Bildung eines derartig geraden, schmalen Hakens, der trotz ungünstigster Lage zu den aufprallenden Wassermassen keine einzige Durchbruchsstelle aufweist, durch spezielle Strömungen begünstigt worden sein. Daß seine untermeerische, weitere 15 km lange Fortsetzung einen so geraden Verlauf hat, leuchtete bei Schilderung der heutigen Strömungsverhältnisse durchaus ein. Wahrscheinlich sind ähnliche Bedingungen auch schon bei Bildung des Sylter Südhakens vorhanden gewesen. Der Sylter Nordhaken ist an seiner Ansatzstelle wie der Südhaken wieder ganz zerstört. Nördlich einer fast gänzlich dünenfreien Lücke nördlich des Kliffendes steigt die Randdüne bald wieder zu beträchtlichen Höhen an. Östlich von ihr liegen die langgestreckten, 27—28 m hohen Wanderdünen des Listlandes, die alle Feinheiten des ursprünglichen Hakenbaues verdecken. Nur in den nördlichsten und östlichsten Gebieten Listlandes können wir außer dem heutigen, äußersten Haken, dem Ellenbogen, noch ältere Hakenstadien erkennen. Auf ihm selbst lassen die reihenweise angeordneten Dünenzüge seine Wachstumsstadien durchscheinen. Ein ganzer, älterer „Ellenbogen" geht in den Dünenreihen vom Ellenbogenberg nach O ab, die sich in verschieden alte Stadien nördlich des Jenslongtales, zwischen diesem und dem Ellenbogental und südlich von diesem aufspalten und südlich List teilweise wieder zusammenschmelzend die Ostküste erreichen. Zwischen Blidsel und dem Mannemorsumtal liegt noch eine weitere Dünenkette, die vielleicht eine noch ältere Phase darstellt. Im Strandtal ließen sich 5 NNW—SSO streichende Wälle feststellen. Im Mannemorsumtal divergieren 10 sich etwa 2—2,5 m über ihre Umgebung erhebende Wälle von ihrem Ansatzpunkte in NW—SO-Richtung, die später mehr und mehr nach W—O umbiegen. Die zwischen ihnen liegenden Täler sind teilweise nur 0,1—0,2 m über NN hoch, so daß Sturmfluten noch heute das Wasser von O her in die Täler treiben.

An Hand von Kartenmaterial, das mir Herr Professor Weigelt zur Verfügung stellte, konnte ich an den meilenlangen Nehrungen, wie besonders an dem eigenartigen, an der sonst völlig ausgeglichenen Westküste Floridas vorspringenden Cape Canaveral wertvollen Einblick in die Genese der Hakenbildung und des Nehrungsaufbaues gewinnen. Braun (1911) zog das Cape Canaveral zum Vergleich mit den Haken von Michaelisdonn heran. Noch auffälliger als dort ist aber seine Übereinstimmung mit den sich aufgabelnden Haken Amrums und Sylts. Ein sichtbarer älterer Kern fehlt ihm. Daß die Mittelzone trotzdem als Kerngebiet für die seitlich sich immer mehr dem Küstenverlauf anpassenden Haken fungiert, läßt sich daran erkennen, daß auch hier die diesen Komplex aufbauenden Haken an ihrem Ansatzpunkte wieder abradiert sind. Dies ist hauptsächlich an der leichten Ausbuchtung des False Cape zu erkennen. Das eigentliche Cape Canaveral liegt südlich davon. Es setzt sich noch eine Strecke weit als untermeerische Schwelle fort. Da an anderen Stellen der amerikanischen Ostküste schräg zur Küste ausstreichende Hebungsachsen sicher nachgewiesen werden konnten, kann es sich hier um

eine entsprechende Hebungsachse handeln. Spezielle Strömungsursachen würden kaum eine solche spiegelbildliche Gleichheit hervorbringen, wie sie vorhanden ist. Diese Hebung bewirkt, daß sich an das „Kernland" nach N und S Hakenreihen anlegen, aufspalten, immer neu vor die vorhandenen vorschütten und an ihrer Ansatzstelle wieder der Zerstörung anheimfallen. Ein spezielles Hebungsphänomen möchte ich für unser Gebiet nicht annehmen, da die Auswirkungen der postlitorinen Hebung zu weitläufig sind (s. Michaelisdonn). Allerdings könnte sich die „Sylter Scholle" anders als die nördlich und südlich von ihr gelegenen Gebiete verhalten haben. Diese Vermutung hat Reich (1928 b) für das südliche Gebiet der Halligen und für die Beeinflussung der Küstenlinie des Festlandes ausgesprochen.

Die Dünen auf dem Amrumer Diluvialkern

Die Dünenverteilung auf dem Diluvialkern ist nicht so bedingungslos den herrschenden Winden unterworfen, wie es meist dargestellt ist. An der Ostgrenze der Dünenbedeckung liegen z. B. zwischen Norddorf und der Vogelkoje I bzw. südlich dieser, gegen Nebel hin, zwei nach O vorgeschobene Dünenbogen. Bei Beschreibung der diluvialen Oberflächenformen haben wir nur erwähnt, daß die diluvialen Höhenzüge genau in diese vorgeschütteten Dünenbogen hinein verlaufen. Hierin liegt aber umgekehrt die Erklärung für die hier weiter nach O greifenden Dünen. Wo eine primäre Diluvialsenke vorhanden ist, kommt mehr Wasser zusammen als auf den erst wassersammelnden Höhen. Infolgedessen wird hier auch eine kräftigere Vegetation vorhanden sein, der es selbst bei stärkerer Sandüberwehung möglich ist, sich zu erhalten. Durch sie werden die eingewehten Sandmassen gleichmäßig verteilt. Anders ist es auf den Höhen. Hier versickert das Wasser in dem an und für sich schon sehr durchlässigen Boden noch stärker und tiefer. So kann hier stärkere Dünenbildung einsetzen. Daß im Gegensatz dazu in den primären Senken Ausbreitung erfolgt, kann man am besten in dem Winkel zwischen den beiden Dünenbogen erkennen. Eine mehrere Meter mächtige Aufschüttung hat auch hier stattgefunden, die kräftige Vegetation hat aber die Einebnung des Materials bewirkt. Die abweichende Dünenbedeckung in der Litorinabucht und nördlich und südlich von ihr liegt an der verschieden starken Sandbelieferung von W her. Früher (Meßtischblatt 199, vom Jahre 1878) ging der Kniephafen noch bis hierher durch. Heute befindet sich vor der Litorinabucht nur noch ein kleiner Rest von ihm (Abb. 2). Nördlich davon ist jetzt der Kniepsand auf 1400 m mit der Insel verschmolzen, südlich des Waaerrestes ist er dagegen schon lange mit ihr verwachsen. Deshalb ist das Südufer der Litorinabucht vollkommen von Dünen verhüllt, die in SO-Richtung an Höhe zunehmen und schließlich in der Satteldüne enden, die früher mit 29, jetzt mit 27 m die höchste Düne Amrums darstellt. Die Litorinabucht selbst ist fast frei von Dünen. Das zeigen die zur Litorinzeit angelegten Dünenreihen im Hintergrunde der Bucht, die durch späteren Heideüberzug erhalten geblieben und nicht von rezenten Dünen verschüttet worden sind. Erst ein ganz Teil nördlicher sitzt wieder starke Dünenbedeckung dem Diluvium auf. Südlich der Litorinabucht liegt vor dem anschließenden, geraden Litorinakliff eine 200 m breite Heidefläche (T. 1, Fig. 10), die nur ganz geringe Sandüberschüttung tragen kann, da sie nur wenig über dem Litorinavorstrandniveau liegt. Am Südende des Diluviums ist trotz größerer Höhe des Kliffs stärkere Dünenüberwehung zu verzeichnen. Fast so hoch wie die Satteldüne ist die

Gratdün (große Düne) mit 26 m, auf der der Leuchtturm steht. Die Sandaufwehung muß hier frühzeitig erfolgt sein, denn heute wird die Sandzufuhr durch die vorlagernden Vordünen aufgehalten. Dadurch haben wir die tiefliegenden Heideflächen innerhalb der Hakendünenreihen erhalten.

Auf dem Nordteil des Diluvialkerns, vor dem diese fehlen, haben wir eine regellose Wanderung der Dünenmassen von W nach O. Hier legt die Winderosion große Kiesflächen frei, nimmt also die postdiluvialen Schichten mit in ihr rezentes Material auf und verfrachtet sie zusammen ostwärts. Von W her erfolgt ständig neue Zufuhr marinen Sandes. Dieser ist, außer dort, wo die Abrasionsterrasse des Diluviums noch vor kürzerer Zeit angegriffen wurde und z. T. heute noch wird, wegen des geringen Gehaltes an schweren Mineralien (Wetzel, 1930) und Eisenverbindungen in der Randdüne noch genau so weiß, wie im S der Sand von Wittdün (weiße Düne). Im Hinterlande bekommt er im N einen Stich ins Gelbliche. Meyn (1876) wie auch Krause (1913) sehen darin einen primären Unterschied in der Sandbelieferung. Im S soll aufgearbeiteter Kaolinsand, im N abradiertes Diluvialmaterial aufgeweht sein. In Wirklichkeit ist primär der gleiche weiße Meeressand vorhanden. Im N wird er aber bei der Überwanderung mit den eisenhaltigen, postdiluvialen Schichten und den obersten diluvialen Sanden untermischt und erhält dadurch seine leicht hellgelbe Farbe. Im S fehlen dagegen diese Horizonte. Infolgedessen bleibt auch die weiße Farbe bei der weiteren Umlagerung erhalten.

Für die Überwindung des maximal 12 m hohen Kliffs nimmt Krause (1913) dieselbe langsame Aufwanderung auf das vor der Anschneidung allmählich ansteigende Diluvium an, wie es für das 30 m hohe Rote Kliff gefordert wird. Auf Amrum wird aber diese Geländekante heute mühelos überwunden und ist kaum jemals ein Hindernis gewesen. Selbst auf dem Roten Kliff nördlich Wenningstedt stellte ich nennenswerte Neuaufwehungen fest (T. 4, Fig. 1). Die dort vom Kliffrand bis zum senkrecht angeschnittenen, ständig zurückweichenden Dünenrand freiliegende Fläche beweist freilich, daß die Hauptmasse hier während eines Stadiums aufgeweht worden ist, währenddessen das Kliff noch nicht so hoch war.

Erneute, rezente Korrasion an Geschieben des Windkanterpflasters durch den „Sandstaav" (Sandgestöber). Scheibensprünge

Die diluvialen Windkanter, die selbst bei inhomogenem Material eine verhältnismäßig ebene Oberfläche aufweisen, werden heute durch die Winderosion im Dünengebiet wieder freigelegt und erneut angegriffen. Dazwischen liegt eine lange Zeit milden Klimas. Die Sandüberdeckung hat die eindringenden Tageswässer nicht abgehalten. Infolgedessen mußten die Geschiebe verwittern. Ihre schwer angreifbaren Bestandteile besitzen so schon eine größere Widerstandsfähigkeit gegenüber den stärker verwitterten. Unterschiede in dem schleifenden Sandmaterial verschärfen diese Differenzierungen, denn der heutige Dünensand besteht aus gleichkörnigen, starkgerundeten Sanden. Das führt, wie Walther (1912) angibt, zu den Unterschieden zwischen diluvialen „Wüsten" und ariden. Diluvial findet eine starke, flächenhafte, rezent eine schwächere, differenzierte Korrasion statt. Walther (1912) und Kaiser (1926) haben die in den Wüsten auftretenden Korrasionserscheinungen eingehend beschrieben. Vergleicht man die von Walther gesammelten Belegstücke mit den Amrumer Funden, so ist die Übereinstimmung vollkommen. Am ähnlich-

sten ist ein Geschiebe, das zunächst als diluvialer Windkanter auf der Windlesedecke lag (T. 4, Fig. 19). Es besteht aus einer bräunlich-grünlichen, porphyrischen Grundmasse mit teilweise etwas größeren, dunklen Gemengteilen und Quarzdrusen, deren Wandung mit einer dichten Haut ausgekleidet ist. Die helleren Gemengteile sind stark angewittert und infolgedessen korrodiert, die dunklen sind dagegen herauspräpariert und stark abgeschliffen. Sie sitzen als kleine, gerundete Warzen der Grundmasse auf. Noch stärker sind die Quarzdrusen herausmodelliert. Sie schützen die unterliegende Grundmasse derart, daß sie auf einem kleinen Sockel ruhen. Schreitet die Korrasion weiter fort, dann platzen die Quarzkristalle heraus und die Drusenwandung bildet ein kleines Näpfchen. Häufig sind ähnliche Korrasionserscheinungen an Diabasen (T. 4, Fig. 12, 13, 14). Sie haben eine schlackenähnliche Oberfläche. Die hellen Bestandteile sind stark verwittert, die dunklen herauspräpariert und glänzend poliert, was uns die rezente Korrasion anzeigt. In der Berliner prähistorischen Staatssammlung befindet sich ein aus demselben Material bestehender Steinhammer, dessen ursprünglich sicher glatt geschliffene Form, die noch in ihren Umrissen zu erkennen ist, verrät, daß er die Nachahmung einer Gußform darstellt, also der jüngsten Vorgeschichte zuzuteilen ist. Seine Oberfläche ist in gleicher Weise wie bei den abgebildeten Stücken korrodiert, wodurch der exakte Nachweis der rezenten Korrasion erbracht ist. Ihr ist es auch zuzuschreiben, daß die Geräte der meso- und neolithischen Feuersteinkulturen, die nach der Abräumung der postdiluvialen Schichten auf die diluviale Kiesfläche projiziert sind, blank poliert erscheinen. Mitunter sind ihre Retouchen sogar durch Sandschliff ausgelöscht. Von den diluvialen Korrasionserscheinungen abweichend ist ferner die Herauspräparierung der dunkleren Lagen bei Hälleflinten (T. 4, Fig. 15). Quarzeinsprenglinge ragen in den helleren wie dunkleren Lagen als besondere Erhöhungen hervor, während sie auf der Auflagerungsfläche noch in der Ebene liegen, wo jedoch auch die helleren Lagen stärker verwittert sind als die dunkleren. Diluvial vorgebildet, aber rezent weitergebildet ist ein angeschliffener Quarzit (T. 4, Fig. 18). Er ist von drei gröberen und zahlreichen kleineren Klüften durchsetzt, die sekundär mit Quarz ausgefüllt sind. Diese widerstandsfähigeren Kluftausfüllungen sind als Rippen herauspräpariert. Rezent ist auf jeden Fall der speckige Glanz des Geschiebes.

Auffällig ist der Reichtum des Hochstrandes an plattigen Geschieben. Diese einfach aus dem Diluvialmaterial abzuleiten, ist unmöglich, obwohl sicher ein Teil davon als glaziale Scheibensprünge entstanden sind. Das abgebildete Stück ist aber sicher unter dem heutigen Klima und vor noch nicht allzulanger Zeit entstanden (T. 4, Fig. 16, 16a). Die frische Sprungfläche zwischen beiden in situ aufeinanderliegenden Scheiben, steht nämlich in keinem Verhältnis zu der verwitterten Gesamtoberfläche. Die ebene, obenliegende Fläche (Fig. 16) stellt einen dem neuen voraufgegangenen Scheibensprung dar. Die Ursache dafür sehe ich in der langsamen Freilegung der Geschiebe durch Ablation der sie umhüllenden, sandig-lehmigen Umgebung. Ragt ein Geschiebe einen gewissen Betrag über diese hinaus, so entsteht an der Grenze des im Boden steckenden Teiles und dem herausragenden eine erhebliche Spannung. Der obere unterliegt voll den Temperaturschwankungen, während der im Boden steckende Teil einigermaßen geschützt ist. Infolgedessen springt der obere Teil parallel zum Boden ab. Ist ein neues Stück freigeweht, das groß genug ist, um derartige Spannungen entstehen zu lassen, so wiederholt

sich der Vorgang. So entstehen ganze Sätze übereinanderliegender, planparalleler Scheiben. Etwa vorhandene Kluftrichtungen werden dabei nicht berücksichtigt. Das läßt unser Geschiebe erkennen, das ein vergneißter Granit ist. Interessant ist, daß schon in vorgeschichtlicher Zeit der Mensch solche Scheiben benutzt hat. In den Bleichsandschichten über der nördlichen Heidsanddüne fand sich eine flache, von zwei parallelen Flächen begrenzte Quarzitscheibe, die zu einem runden Stück gearbeitet ist (T. 4, Fig. 17). Sein Rand zeigt die für die Feuersteinkulturen typischen Schlagmarken, die bei dem vorliegenden Material natürlich anders ausfallen mußten. In der Nähe liegende Urnenscherben machen es wahrscheinlich, daß die Quarzitscheibe an Stelle der sonst üblichen kleinen Tonschalen als Urnendeckel verwandt worden ist.

Die unter unserem humiden Klima entstandenen Stücke, die Anklänge an extreme Klimate aufweisen, machen uns klar, daß wir bei der Beurteilung früherer Klimate auf Grund solcher Befunde vorsichtig sein müssen. Die Stücke, auf Grund deren Reitz (1921) ein interglaziales Wüstenklima annahm, hat Becksmann (1928) inzwischen als infraglazial entstanden nachgewiesen. Allgemein besteht aber die Neigung, aus einigen gefundenen Windkantern, gleich auf arides Klima zu schließen. Unsere Stücke zeigen, daß dabei leicht Irrtümer entstehen können.

Die prähistorischen Funde in Beziehung zur postdiluvialen Entwicklung der Inseln

Eine großzügige Schilderung der gesamten vorgeschichtlichen Kulturen auf den nordfriesischen Inseln hat kürzlich Tode (1929) entworfen. Wichtig ist für uns, daß die Geräte der Ertebøllekultur, „die in Dänemark der Zeit der Litorinasenkung angehören" (Wüst, 1926), „an unseren Küsten unter dem Meeresspiegel liegen". Sie werden bei uns von Süßwasser- und Moorablagerungen überdeckt. Da nach Wolff (1909) die Buche vor der Litorinasenkung bei Flensburg vorhanden war, deren Einwanderung nach Hartz in die Ganggräberzeit fällt, folgert Wüst (1926): „Danach erreichte die Senkung Schleswig-Holsteins ihr höchstes Ausmaß frühestens zur Ganggräberzeit, also zu einer Zeit, in der in Skandinavien mehr als drei Viertel der Litorinahebung bereits vollendet war." Von Sylt und Wyk auf Föhr stammen zwei Knochenharpunen aus dieser Zeit (Tode, 1929). Olshausen (1920) bildet einen Amrumer Scheibenspalter ab. Erst die späteren Feuersteinkulturen finden sich häufig auf den Inselkernen. Johansen (1861 a, b, 62, 63, 64, 68) stellt die Häufigkeit der geschlagenen Feuersteinsplitter am Westrande des Amrumer Diluviums fest. Sehr wichtig ist der mesolithische Fundhorizont Hahne's (1928) von Sylt. Das von ihm angegebene Profil gliedert sich völlig in das postdiluviale Schichtenprofil ein. Mittelalterliche Funde liegen in den heutigen Dünen in einem gewissen Abstand über dem Maar (wahrscheinlich auf den Bleichsanden). Letztere sind nach ihm völlig frei von Geräten. Der Maar enthält neolithische Werkzeuge. In den oberen Partien des Heidsandes liegen dann nach ihm die mesolithischen Geräte des „Syltiens". Das Material, das mir Herr Professor Weigelt von seinen Aufsammlungen auf Amrum aus den Vorkriegsjahren zur Verfügung gestellt hat (T. 4, Fig. 10), stimmt völlig mit dem Syltien überein. Es sind meist Oberflächenfunde, die man auch hier in die gleichen Horizonte setzen könnte. Dagegen spricht aber die Entstehungszeit und Bildungsweise des Heidsandes. Ich konnte selbst in den gut aufgeschlossenen Heidsanddünen keinen Feuersteinsplitter nachweisen,

obwohl in dem sie überlagernden Maar Werkbruch vorhanden war. Noch wesentlicher ist die Beobachtung, daß die Geräte nur dort im Vorstrande zu finden sind, wo jüngste Abrasion Litorina-Amrum weiter zurückgeschnitten hat, nämlich zwischen dem Weststrand von Norddorf und A. Hörn. Ich komme so zwangsläufig zu dem Schluß, daß HAHNE's Funde am Abhange des Sylter Diluviums durch seitliche Verschlämmung in den Heidsand geraten sind (von HAHNE angegebene Geröllagen im Heidsand und die Durchschlämmung von Heidsand und Diluvium bei Westerland weisen darauf hin), also eine Fundstelle nicht einen Fundhorizont darstellen. Auf Amrum ist die unmittelbar am westlichen Litorinakliff liegende Fläche besonders reich an Werkbruch. Das Kliff ist lokal, z. B. westlich Süddorf, selbst damit übersät, doch zeigt die dortige Lokalisierung, daß nicht eine Fundschicht aufgearbeitet worden ist, sondern daß hier, wo die Abrasion des Kliffs ständig neues Rohmaterial lieferte, die Arbeitsstätte unmittelbar am Kliff gelegen hat, so daß die Splitter auf den Kliffhang fielen. Schon wenige 100 m landeinwärts nimmt die Zahl derartiger Splitter merklich ab. Auf den Äckern Amrums fällt es schwer, einmal ein von Menschenhand geschlagenes Stück zu finden. Soweit die Geräte dem Maar entstammen, ist ihre Naturfarbe erhalten. Typische neolithische Geräte dagegen zeigen häufig eine deutliche Bleichung (T. 4, Fig. 11). Sie entstammen den Bleichsanden, wie ich an in ihnen liegenden Splittern über der nördlichen Heidsanddüne feststellen konnte. Die gebleichten Stücke sind also jünger als die naturfarbenen, die im Maar liegend der mesolithischen Kultur zuzuteilen sind. Mesolithikum und Neolithikum fallen, da sie nur auf Litorinaamrum nachzuweisen sind (Fehlen in der Litorinabucht, aber auch auf den postlitorin entstandenen Haken), in die Zeit der Litorinasenkung.

Im NW der nördlichen Heidsanddüne waren im Skalnastal zahlreiche Steinsetzungen freigelegt worden, die MEYN (1876) ausführlich beschreibt. Leider ist heute nichts mehr davon erhalten. Doch legt der Wind westlich davon neue, mit großen Geschieben ausgelegte Kreise frei (T. 4, Fig. 7), deren Benutzung als Brandstätten an der Beanspruchung der Steine durch Feuer zu sehen ist. Die zahlreichen Grabhügel auf der Insel sind bronze- bis eisenzeitlich. Schon JOHANSEN (1868) berichtet von 80 m langen, 10 Fuß hohen, mit Klei bedecktem Wall, bei Flegham westlich Norddorf. Er ist mit drei südlich von ihm liegenden Grabhügeln jetzt wieder freigeweht (T. 4, Fig. 9). Alle werden von Maar und Bleichsandschichten unterteuft. Da der Wind diese Schichten angreift, ist ihre Erhaltung sehr gefährdet. Wichtig ist die Kleibedeckung des Walles, die zur Verfestigung dient und sicher von der nahen Marschbucht bei Norddorf geholt worden ist. Als Fortsetzung zieht ein niedriger Wall durch Flegham, den man noch außerhalb der Dünen in die Norddorfer Wäldchen in die Heide verfolgen kann. Er wird mit dem Wall am Steenoder Kliff in Verbindung gebracht, doch ist letzterer wohl jünger. Zwei mit Klei bedeckte Gräber der Eisenzeit mit Muschelbeigaben fand JOHANSEN (1864) östlich der Gratdün. Auch hier ist der Klei als Schutz vor Zerstörung durch Regen und Wind angewandt und wertvoll für die zeitliche Bestimmung der Schlickbildung. Die große Zahl der bronzezeitlichen Gräber bringt TODE (1929) mit Recht mit der Entstehung der Marschen in Verbindung. Das Vorhandensein von Schlick ist durch die beschriebenen Fälle seiner Verwendung nachgewiesen. Anzeichen für jugendliche Senkung sind die oft erwähnten, in der Marsch liegenden

Gräber südlich Archsum auf Sylt, die nach Tode (1929) der jüngeren Steinzeit zuzurechnen sind. Er deutet die durch erneute Landsenkung bedingten Marschverluste als Ursache der Völkerwanderung.

II. Teil: Die rezenten, subfossilen und fossilen Muschelpflaster.

Durch die Kenntnis der postdiluvialen Entwicklung der Inseln sind wir in der Lage, die Bildungsbedingungen der Muschelpflaster festzulegen. Seit dem Erscheinen der biostratonomischen Arbeiten von Weigelt ist die weittragende Bedeutung von vielen Forschern erkannt worden. Vielfach sind die Gesetzmäßigkeiten rezenter Ablagerungen zur Deutung ungeklärter geologischer Fragen herangezogen worden. Die spezifischen Schlüsse aber, die die von Weigelt (1919) beschriebenen und von ihm und anderen mehrfach zur Ausdeutung analoger fossiler Bildungen herangezogenen Muschelpflaster zulassen (Weigelt, 1920 a, 22, 23 a, b, 27; Frebold, 1928, v. Freyberg, 1922, 1930) sind in ihrer vollen Tragweite von anderen nicht erkannt, z. T. direkt als zu weitgehend zurückgewiesen worden. Wenn R. Richter (1921) die Bildung der Pflaster damit für hinreichend erklärt hält, daß es sich dabei um die allgemeine Erscheinung handele, daß ein gewölbter Gegenstand sich in bewegtem Wasser in die stabilste Lage und in die Lage der kleinsten Angriffsfläche für die Wellen lege, so greift er aus einem großen Komplex für Pflaster erforderlicher Bildungsbedingungen nur die allgemeinste Grundbedingung heraus. „Gewölbt-oben" liegen deshalb alle in bewegtem Wasser abgelagerten Muscheln. So ist die Angabe, daß diese Gesetzmäßigkeit nicht für das Mytiluspflaster allein, sondern „ebenso für Cardium, Venus, Tapes, Donax, Tellina, Petricola, Pholas, Scrobicularia, Mya und wohl für alle Gattungen und Arten der Nordsee" gilt (R. Richter 1921), durchaus richtig. Nur ist dabei übersehen, daß bei einem Muschelpflaster die Lagerung „gewölbt-oben" nur eine Teilerscheinung ist, die wegen der Allgemeingültigkeit ihrer Ursache auch unter sonst von der Pflasterbildung weit verschiedenen Bedingungen auftreten kann. Pflasterstellung („gewölbt-oben") ist aber von dem Begriff Pflaster scharf zu trennen. Eine Verwechslung beider führt bei Anwendung auf fossile Verhältnisse zu großen Irrtümern.

Streupflaster.

Echte Pflaster (Vollpflaster, S. 43) bestehen rezent aus einer äußeren Zone doppelklappiger Muscheln, der festgefügten Pflasterfläche, auf der eine Muschelschale gewölbt-oben dicht an die andere angefügt wird, und weiteren Zonen mechanisch klassierter Organismenreste, die zum Lande hin an Größe und Gewicht abnehmen (T. 5, Fig. 11; T. 6, Fig. 1). Fossil überliefert werden davon am häufigsten die dicht gefügten Pflasterflächen, bzw. die zugehörigen, in größerer Mächtigkeit auftretenden Schneckenzonen, die dann aber fast ausschließlich aus einer einzigen Art bestehen. Rezent wie fossil ist das Sediment zwischen ihnen schlickig-kalkig-tonig und praktisch schalenfrei. Auf sandigem Sediment werden die Muscheln unter hinreichender Wasserbewegung gleichfalls in Pflasterstellung gestellt (T. 5, Fig. 6). In den allerseltensten Fällen aber treten sie zu einem geschlossenen Pflaster zusammen. Und selbst dieses „Pflaster" ist von einem echten Pflaster sofort dadurch zu unterscheiden, daß niemals eine derartig weitgehende Klassierung nach einzelnen

Größen und damit keine so starke Isolierung der einzelnen Arten auftritt, wie wir es bei den echten Pflastern finden. Wo eine genügend starke Wasserströmung über eine Schalenmasse hinwegstreicht, wird das physikalische Grundgesetz nach dem geringsten Widerstande es bewirken, daß die Muscheln aus der labileren Lage „gewölbt-unten" in die stabilere „gewölbt-oben" umgelagert werden — unter Umständen sogar schon durch Windaufbereitung (T. 5, Fig. 8). Derartige Bildungen können also nicht nur durch Gezeitenströmungen, sondern genau so gut an jedem Binnenmeere durch auflaufende Wellen, in verstärktem Maße durch Windstau, ferner in tieferen untermeerischen Strömungsrinnen, ja sogar in Flüssen ohne starkes Gefälle entstehen. Sand als Sediment ist ein Zeichen stärkerer Wasserbewegung, die ein selektiv positives Sedimentgefälle im Sinne v. FREYBERG's (1930) bewirkt, d. h. Sand wird sedimentiert, alle feineren Bestandteile werden aber noch weiter fortgeführt. Die zwischen bestimmten Maxima und Minima schwankende Wasserbewegung ist hierbei befähigt, abgelagerte Sande erneut umzulagern, nur unter besonderen Umständen tritt Ruhe ein, z. B. durch Überschüttung. Der eine Fläche mit in Pflasterstellung befindlichen Muscheln überschüttende Sand enthält aber gleichfalls die Schalen der in dem betreffenden Bezirk lebenden Fauna, und zwar meist ohne bestimmte Anordnung. Hierin liegt ein weiterer beweiskräftiger Gegensatz zu dem schalenfreien Schlick über den Pflastern. Die einmal in Pflasterstellung befindlichen Muscheln lassen die Wellen abgleiten. Daß diese aber dabei „den scharfen Auflagerungsrand tiefer in den Sand hineindrücken (R. RICHTER 1921), ist nach meinen Beobachtungen nicht immer der Fall. Ich konnte einmal den dem angegebenen entgegengesetzten Vorgang verfolgen. Hier lagen zahlreiche Muscheln gewölbt-oben auf einem vom Wasser bespülten, flachen Sandstrande (T. 5, Fig. 7). Das mit wenig Kraft gerade noch über sie hinwegspülende Wasser wurde durch das gebotene Hindernis, die Muschel, in seinem Strömungsprofil plötzlich eingeengt und deshalb rechts und links von ihm abgedrängt. Es entstanden dadurch rund um die Muschel, am stärksten seitlich von ihr, kleine Rinnen, so daß die Muschel schließlich auf einem kleinen, von allen Seiten isolierten Sandsockel ruhte. Dann wurde die Muschel unterspült und diese von neuem ein Spiel der Wellen. Dieser Vorgang zeigt die hohe Instabilität des Sandes und der auf ihm liegenden Muscheln an. Daß es trotzdem unter geeigneten Bedingungen zur Anlage größerer Sandflächen mit in Pflasterstellung befindlichen Muscheln kommen kann, zeigen die durch Windstau veranlaßten, streng gesetzmäßigen Bildungen in der Lübecker Bucht, an denen WEIGELT (1923 b) sogar Aufbereitungserscheinungen nachweisen konnte, und ein von v. FREYBERG (1930) beschriebenes „Muschelpflaster" aus Brasilien. Eine Unterscheidung von echten Muschelpflastern und Flächen mit lediglich „gewölbt-oben" liegenden Muscheln ist bisher nicht erfolgt. Daß aber beide scharf getrennt werden müssen, leuchtet auch in diesen Fällen ein. Aus den beiden Beschreibungen beigegebenen Bildern geht einwandfrei hervor, daß es sich nur um größere Sandflächen handelt, auf denen zahlreiche, aber dennoch isoliert liegende Muscheln in Pflasterstellung vorhanden sind. Es liegt also nur eine Überstreuung, nicht aber eine starke Konzentration wie bei echten Muschelpflastern vor. In der Lübecker Bucht erfolgte zwar mit dem Abfluten des Wassers eine Abnahme der Korngrößen distal proximal, d. h. von der See zum Ufer, eine Klassierung ist aber gleichfalls nicht in der exakten Weise zu sehen wie bei jenen. Solche Flächen mit

loser Überstreuung gewölbt-oben liegender Muschelschalen nenne ich deshalb Streupflaster zum Unterschied von den echten Pflastern, die ich mit dem Ausdruck Vollpflaster belege. Dabei bestreite ich keineswegs den biostratonomischen Wert von Streupflastern als Indizium für Flachseeablagerungen. Sie sind ohne Zweifel vielfach sogar mit Vollpflastern verwandt und können seitlich in solche übergehen. Auf Amrum lassen sich so alle Übergänge vom Streupflaster zum typischen Vollpflaster nachweisen. Trotzdem sind sie wegen ihrer verschiedenen Entstehungsmöglichkeiten von den Vollpflastern zu trennen.

Die Verteilung von Sand und Schlick östlich der Inseln.

An den Westküsten der nordfriesischen Inseln überwiegt die aggressive Tätigkeit des Meeres bei weitem. An den Nord- und Südenden der Inseln wird der Sand von den Gezeitenströmungen erfaßt und baut ihre äußersten Sandzungen auf. Eine Strecke weit wird das östliche Hinterland der Inseln gleichfalls noch von diesen Sandmassen überschüttet, da ja bekanntlich die Flutströmung der Ebbe überlegen ist. An ihren inneren Küsten schlägt aber dieses positive Sedimentgefälle in das Gegenteil um. Die Sandmarschbucht wird von dem Wattenmeer in einem 0,5—1 m hohen Kliff zurückgeschnitten. Dabei werden alle schlickigen Bestandteile ausgeschlämmt, so daß die Strandfläche rein sandig ist. Am Steenodder Kliff, wo noch ein höherer Grad der Zurückschneidung erreicht ist, bleiben in dem Vorstrande nur Geschiebe und Kiese übrig, die zu einem dichten Projektionspflaster zusammengeschlossen werden (T. 1, Fig. 12). Nördlich davon, wo die Marschen der Zerstörung anheimfallen, ist der am Marschkliff verbleibende Rückstand entsprechend feinkörnig. Auf den weiter vom Ufer entfernten Schlickflächen sind gleichfalls deutlich Zerstörungsmerkmale erkennbar. Viele kleine Rinnen durchziehen sie (T. 6, Fig. 2). In ihnen übt das abebbende Wasser infolge der Einengung seines Querschnitts erhöhte Erosion aus. Wasserfälle in den größeren Prielen deuten gleichfalls auf Ausräumung. Es wird aber dank der geschützten Lage dieses östlichen Wattenbezirks nur das jeweils feinste Material entführt. Die gleiche Abstufung wie vom Südende Amrums nach N erfolgt vom Nordende nach S. Dort macht zunächst die Sandüberschüttung die Überquerung des Watts nach Föhr möglich. Zwischen der nördlichen und südlichen Sandzone liegt dann das Schlickgebiet.

Aus den gleichen Gründen gliedert sich das Watt aber auch von W nach O in verschiedene Zonen. An dem Ostufer Amrums wie an dem Westufer Föhrs, hier natürlich erst westlich eines sandigen Abrasionsstreifens, liegen Flächen tiefen ungangbaren Schlicks. Von dem Amrum-Föhrer Wattenweg aus kann man aber auf eine sandige Mittelzone gelangen, die von tiefen Prielen zerschnitten wird, im übrigen aber von Ortskundigen ohne Gefahr zu betreten ist. In dieser Mittelzone hat die auflaufende Flut noch solche Kraft, daß sie den aus dem westlichen Sedimentationsbereich mitgerissenen Sand aufschütten kann. Nach weitgehender Verzweigung der Priele dagegen folgt gegen die Inseln hin der Umschlag vom positiven zum negativen Sedimentgefälle, was zu den Auflösungserscheinungen der Schlickflächen führt.

Die Mollusken des Watts.

Gegenüber der schon auf etwa 50 Arten reduzierten Molluskenfauna des Weststrandes der nordfriesischen Inseln, ist die Fauna des östlichen Watts

ganz erheblich verarmt. Diese Verarmung wird nicht durch Nahrungsmangel, sondern durch anderweitige ungünstige Lebensbedingungen hervorgerufen. Es kommen einmal bei den geringen Wassertiefen nur Mollusken in Frage, die ein zeitweises Trockenlaufen vertragen. Daß sich solche Unterbrechungen in der Wasserbedeckung und damit der Nahrungsaufnahme auf die Schalenform und Oberfläche auswirkt, hat WEIGELT (1923b) nachgewiesen: „Die Oberhaut wird rauh, das Wachstum zeigt Unregelmäßigkeiten, die Schale wird verhältnismäßig kurz und hoch." Beispiele sind rezent *Mytilus*, fossil *Terebratula vulgaris* und die Jugendformen von *Terebratula (Dielasma) elongata*. Zweitens ist das Wasser durch die aufgenommenen Tonpartikel stark verunreinigt, was auf viele Arten tödlich wirkt. Wie stark schlickige Fazies auf die Fauna einwirkt, hat WALTHER (1910) durch seine vorbildlichen Untersuchungen auf der Taubenbank bei Neapel und deren schlickiger Umgebung nachgewiesen. Dort ist das Zahlenverhältnis 102 Molluskenarten auf der Taubenbank gegen nur 25 Arten auf dem Fango, dem dortigen schlickigen Sediment, auf dem ausschließlich nur 9 Arten leben. Weiter einschränkend wirkt die Vermischung von süßem, vom Lande kommenden Wasser mit dem salzigen Meerwasser, wodurch der Salzgehalt ständig schwankt. Schließlich wird das seichte Wasser stark von den täglichen und jahreszeitlichen Temperaturschwankungen betroffen. In Frage kommen also nur Mollusken, die euryhalin und eurytherm sind, in der obersten Wasserzone leben und schlammiges Wasser und einen ebensolchen Untergrund vertragen können. Daher ist es kein Wunder, daß eigentlich nur drei Arten gegen alle genannten Einflüsse gefeit sind. Da aber durchaus kein Nahrungsmangel, sondern Nahrungsfülle vorhanden ist, besiedeln diese drei Arten in ungeheurer Individuenfülle das Watt. Es ist dies zunächst *Mytilus*, der an den Rändern der Priele zwischen Tang weite Flächen besiedelt (T. 5, Fig. 1). Wo eine andere Anheftungsmöglichkeit fehlt, heften sich die Tiere aneinander fest und ballen sich so zu großen Klumpen zusammen (T. 5, Fig. 2). Als zweite Art ist die Strandschnecke *Litorina litorea* zu nennen, die auf den Tang- und Algenrasen lebt und bei Ebbe ihr Gehäuse mit einem Deckel verschließen kann. Sie versucht meist noch dem ablaufenden Wasser nachzuziehen und erzeugt dabei in dem feuchten Schlick eine bis ½ cm breite Bahn. Mitunter sucht sie aber auch größere Steine auf, um auf ihnen die Ebbeperiode zu überdauern. *Hydrobia* besiedelt als dritte in Millionen von Exemplaren das Watt. Sie weidet die Diatomeenrasen auf den Seegraswiesen ab. Nach eingetretener Ebbe kann man bei stillem Wetter ein feines Knistern vernehmen, das von den zahllosen Hydrobien hervorgerufen wird. Ihre Bewegungen erzeugen beim Anblick einer größeren Fläche ein leichtes Flimmern des Schlicks. Bei näherem Zusehen erscheint er durch dicht nebeneinanderliegende, winzige Löcher punktiert. Die Hydrobien wühlen sich nämlich in den feuchten Schlick ein, um der Austrocknung zu entgehen. Ganz in den Hintergrund treten gegenüber diesen drei Hauptarten, die deshalb beim Aufbau des Pflasters die entscheidende Rolle spielen, die übrigen Mollusken. Eine rein ökologische Bedeutung hat dies bei der Raubschnecke *Cylichna*. Sie lebt von Hydrobien. Ein zu starkes zahlenmäßiges Überwiegen müßte deren Untergang und damit den Untergang der Raubschnecke selbst hervorrufen. Gelegentlich finden sich aber auch noch *Cardium edule*, *Mya arenaria* und *truncata*, *Scrobicularia piperata* und verschiedene *Tellina*-Arten, auf der Sandfläche der Mittelzone. Ihre relative Seltenheit deutet

aber darauf hin, daß sie nur in stark reduzierter Anzahl unter den ungünstigen Verhältnissen zu leben vermögen. Auch sind sie gegenüber den gleichen Arten des Weststrandes kleiner, stellen also Kümmerformen dar. Drei Molluskenarten sind es also fast allein, die in einer ungeheuren Individuenfülle für die Pflasterbildung zur Verfügung stehen. Und das aus rein biologisch-faziellen Gründen. Diese sind zugleich entscheidend für die Pflasterbildung überhaupt. Damit ist die primäre Artenarmut das erste Merkmal der Pflasterentstehung, das durch die mechanische Aufbereitung auf den Pflasterflächen selbst sekundär noch verschärft wird.

Die sandige Mittelzone. Priele.

Leben *Litorina* und *Hydrobia* auf der ganzen Wattfläche verteilt, wo sie überall genügend Nahrung finden, so ist für *Mytilus* eine etwas größere Wassertiefe erforderlich. Die Mytilusrasen reichen deshalb nie direkt ans Ufer heran. Bei Amrum kommen sie nur östlich des Steenodder Kliffs näher ans Ufer. Sandiger Untergrund und ziemlich schneller Abfall sind hier die Ursachen. Im übrigen aber ist der Lebensraum von *Mytilus* von dem Pflasterraum, der unmittelbar am Marschrande liegt, mehrere 100 m weit entfernt. Erst an den Rändern der größeren Priele treten sie zu den weit ausgedehnten Mytilusrasen zusammen (T. 5, Fig. 1). Wenn sie auch schon eine beträchtliche Zeit unter Wasser liegen, laufen sie doch bei der Vollebbe noch trocken und unterliegen den aufgezählten Einflüssen vollständig. Im strengen Winter 1928/29 rissen die auf ihnen lastenden Eisschollen schwere Wunden in die einheitlichen Flächen, ein hoher Prozentsatz der Muscheln zeigte im Sommer darauf verletzte Schalenränder, wobei durch Reizung des Mantels Perlen gebildet werden. Wo *Mytilus* auf sandigem Sediment aufsitzt, ist er mit *Mya*, *Cardium* usw. vergesellschaftet. In den zwischen den Polstern freibleibenden Rinnen vermischen sich die Schalen der abgestorbenen Tiere. Da das ein- und ausströmende Wasser diese Rinnen bevorzugt, bilden sich in ihnen typische Streupflaster (T. 5, Fig. 3, 4). Unsortiert liegen die Schalen gewölbt-oben dichtgedrängt nebeneinander, da hier der Raum begrenzt ist und große Schalenmengen zur Verfügung stehen. Auf diese Weise können hier schon, wenn solche Bildungen durch Änderung der Strömungsintensität oder -richtung überschüttet werden, Muschellagen entstehen. Auf T. 5, Fig. 5 sehen wir eine solche Lage von einem Priel durchschnitten. Weist dabei die unterste, dem Sediment aufliegende Fläche noch durchweg in Pflasterstellung befindliche Muscheln auf, so sind die auflagernden Muschelmassen unregelmäßig angehäuft. Die stabilste Lage wird dabei mitunter gerade die Lage „gewölbt-unten" sein, da die gewölbt-oben liegenden Muscheln des untersten Streupflasters spiegelbildlich verkehrte Hohlräume zwischen sich freilassen.

Aus den genetischen Vorgängen der Pflasterbildung werden wir folgern müssen, daß derartige, uferfernere Bildungen im Verlaufe eines Transgressionsvorganges schließlich über das ufernah angelegte Pflaster zu liegen kommen. Die Flachseeablagerungen des unteren Muschelkalkes sind zu unterst echte Muschelpflaster. In den höheren Horizonten werden sie von mächtigeren Schalenschüttungen abgelöst. In derselben Höhenlage stellen sich auch größere von Prielen einheitlicher Richtung durchzogene Flächen ein (T. 8, Fig. 7).

In den Prielen, die auch bei uns in derselben sandigen Mittelzone liegen, ist die Strömung meist so stark, daß die Muscheln hin und her gerissen

werden. Nur in Krümmungen der Priele haben wir die von den Flüssen bekannte Abrasion am Prallhang, während am Gleithang feine Schlickmassen abgelagert werden, die eine Überquerung der Priele unmöglich machen können. Hier können die Muschelschalen zur Ruhe kommen. Wegen der Schwankungen der Strömungsintensitäten während der verschiedenen Gezeitenstadien kommt es nicht zu einer gesetzmäßigen Anordnung der Schalen. Am Morsumkliff, vor dessen westlichstes überwachsenes Ende sich Marschland gelegt hat, läuft auf diesem, etwa 25 m vom Kliff entfernt, eine rinnenartige Einsenkung gleichfalls ungefähr O—W. Sie ist, da sie hart am Wattrande liegt, z. T. angeschnitten und läßt dort unter 35 cm Schlick, der in 20 und 30 cm von einer Litorinalage unterbrochen ist, einen ehemaligen „Priel" erkennen. Er ist in der Mitte von einer 10 cm mächtigen Schalenmasse erfüllt, die im Querschnitt eine nach oben gekehrte Sichel bildet. In ihr liegen *Mytilus, Cardium, Litorina, Hydrobia* ungeordnet durcheinander und abgerollte Ziegelsteine zeigen, daß die Bildung sehr jung ist.

NORDMANN (1903) bildet einen subfossilen „Priel" ab, der schon fest verkittet ist und bei Laesø beim Dredgen gehoben wurde. Er ist 75 cm lang, 50 cm breit und 18 cm tief. Seine flache Form wird mit einer Schüssel verglichen, deren „hule side var overfladen", da diese Oberfläche mit Anomien, Balaniden und Bryozoen bewachsen ist. Als Muscheln finden sich in ihm heutige Formen und Vertreter älteren Quartärs wie *Cyprina islandica, Lucina borealis* oder *Pecten opercularis, Cardium edule* u. a. m. Die Abbildung zeigt deren regellose Anordnung. Für fossile „Priele", worunter allerdings nur kleinere Wattrinnen zu verstehen sind, kann ich viele Belege bringen. Ein prächtiges Stück der Hallenser Sammlung stammt aus dem oberen Muschelkalk von Krisbitsch Mühle bei Schraplau. Es ist 20 cm lang, 16 cm breit, 7—8 cm tief. Sein Querbruch, ein Kreissegment, ist die typische „Priel"-form. Ausgefüllt ist er mit Kalkgeröllen, zertrümmerten Ceratiten, auf denen „Anomien" festgewachsen sind, Myophorien, Gervillien, Fischzähnen und -schuppen. Der geraden Oberfläche des „Prieles" sind einzelne Ceratiten aufgelagert, deren Oberseite zerstört ist, während die dem Sediment auflagernde Unterseite erhalten ist. Im unteren Muschelkalk von Bennstedt entnahm ich dem Anstehenden eine 37 cm lange, 7 cm breite und 2—3 cm tiefe „Priel"-ausfüllung, die aus einer dichten Packung von Myophorien und vereinzelten Gervillien besteht (T. 8, Fig. 3 c). Zwei kleinere Rinnen münden in ihn ein (T. 8, Fig. 3 a, oben), darüber liegt eine 2 cm mächtige Kalkbank, auf der ein typisches Muschelpflaster aus Myophorien angelegt ist (T. 8, Fig. 3 b). Dieses wird (an der Oberseite des Mittelstückes) wieder von einem „Priel" kreisförmig angeschnitten. Die Richtung des „Prieles" verlief ungefähr O—W. In gleicher Richtung lief eine Schaar kleinerer Priele (T. 8, Fig. 7), die ich auf einer Schichtfläche in der über dem Pflasterniveau befindlichen Zone der Schalenschüttungsbänke fand. Weiter sind mir „Priele" aus dem Lias von Helmstedt, hier ganz mit Geröllen angefüllt und ein geschichtetes Sediment anschneidend (T. 8, Fig. 4), und aus dem Malm bei Oker bekannt. Kürzlich fand Herr Dr. VETTER eine kleine, 9 cm lange „Priel"ausfüllung als Geschiebe, die mit Beyrichien, Choneten usw. angefüllt ist. Zwei weitere Stücke desselben Gesteins fand Herr Dr. VOIGT, deren eines durch die Auflagerung eines Pflasters von Leptodomus unio, in deren Strömungsschatten sich Choneten, Rhynchonellen und größere Massen von Beyrichien haben halten können, bemerkenswert ist. Da die „Priele" stets mit einem von der Um-

gebung abweichenden Sediment erfüllt sind, lösen sie sich leicht aus dem Gesteinsverbande, weshalb sie als Geschiebe häufiger zu finden sind.

Die schalenfreie Schlickzone und der Schalentransport zum Pflasterraum.

Westlich dieser Fläche folgt eine Zone, in der keine Zweischaler mehr leben. Litorina und Hydrobia beherrschen hier allein das Feld. Wo das Sediment noch stark sandig ist, ist es mitunter mit abgestorbenen Hydrobien ganz durchsetzt. Auf der den Sand mehr und mehr ablösenden Schlickfläche leben beide Schnecken ebenfalls, doch findet man sie nie im Schlick eingebettet. Diese Schlickzone stellt die Sedimentmasse dar, die fossil als versteinerungsfreie Schicht zwischen den reichen Fossillagen liegt.

An den geschützten Ostufern der nordfriesischen Inseln wirkt eine Sturmflut lediglich durch ihre größere Wassermenge. Durch sie können die Marschkliffs stärker und länger unterspült werden. In uferferneren Gebieten bedeutet aber eine Sturmflut einen so starken Energiegewinn, daß bei normalen Verhältnissen standfeste Bildungen angegriffen werden. So wird der in der Außenzone wurzelnde Tang losgerissen. An ihm festgeheftet lebt Mytilus. Er wird zwangsläufig mit in die für ihn lebensfeindliche Strandzone geschwemmt. Eine Zeitlang vermag er auch dort noch sein Leben zu fristen, doch ist er schließlich dem Tod verfallen, besonders wenn der Tang, an dem er sich festgesponnen hatte, verwest ist. Zwischen Tang lebende andere Arten, deren Schalen von Mytilus als Anheftungspunkte benutzt werden, werden auf dieselbe Weise von ihrer Unterlage abgehoben und zum Strande hin verfrachtet. Sie sind im Gegensatz zu den lebend transportierten Mytilusschalen einklappig. Nur dieser kommt mit festgeschlossenen Doppelklappen an die Außenkante des Pflasters.

Die Pflasterzonen.

Die Außenzone mit Doppelklappen und deren Einschachtelung.

In einer 5—10 m betragenden Entfernung vom Marschkliff (auf einer quer über das Pflaster gelegten Meßlinie in 7 m) stoßen wir auf die Außenzone des Pflasters (T. 6, Fig. 6). Sie besteht z. T. noch aus zerfallenden Tangfetzen (im Bild unten), in denen noch festgeschlossene, lebende Exemplare von Mytilus haften. Andere Exemplare sind schon abgestorben. Ihre zusammenhängenden Schalen klaffen deshalb. Der Tierkörper verwest schnell. In diesem Stadium findet die von Weigelt (1919) beschriebene Einschachtelung statt. Und zwar wird die klaffende Doppelschale vom Wasser erfaßt und kommt erst zur Ruhe, wenn der Schalenschluß mit dem geraden Rand der Unterseite dem Sediment aufliegt. Dabei zeigt der Schalenschluß gegen die Flutströmung. Befinden sich die Schalen in dieser Lage, dann können sie von der auflaufenden Flutwelle nur noch strandwärts geschoben werden. Die gleichsinnig gerichteten Schalen werden nun aufeinander aufgeschoben, so daß 2, 3, mitunter sogar 4 ineinanderstecken. Als fossile Beispiele gibt Weigelt *Modiola* aus einem Kellowaygeschiebe, mehrere Exemplare von *Gervillia anceps* aus dem unteren Grünsande der Insel Wight und zwei ineinandersteckende *Pinna* aus dem oberoligozänen Meeressand von Düsseldorf an. Daß dabei die inneren Exemplare weniger weit klaffen als die äußeren, ist verständlich, da das sich aufschiebende Klappenpaar auf die inneren Muschelklappen gepreßt wird. Da diese mit Schlick bzw. mit Sediment gefüllt ist, muß sie zunächst auch geklafft haben. Präzise auf die Wasserströmung ein-

gestellt fand ich Doppelklappen von Mytilus am Sandstrande südlich der Steenodder Anlegebrücke (T. 6, Fig. 4, 5). Das um die Südspitze Amrums einflutende Wasser wird durch die Brücke aufgehalten und führt eine rückläufige Bewegung am Strande entlang aus, weshalb die reihenweise hintereinanderliegenden Doppelklappen schräg auf den Strand zulaufen. Drei Exemplare aufeinander waren hier keine Seltenheit.

Die Lage des Amrumer Pflasters.

Das typische Pflaster, bei dem alle zugehörigen Bildungen zusammengenommen eine bis 10 m breite Fläche einnehmen, liegt östlich der Anlunn-Marsch, die weit ins diluviale Kernland eingreift, wo also nur aus reinstem Schlick bestehende Marsch zerstört wird. An derselben Stelle sind in dem Marschkliff den rezenten völlig analoge, subfossile Pflasterbildungen aufgeschlossen, die beweisen, daß auch für die subfossilen Pflaster dieselbe Konsistenz des Sedimentes erforderlich war. Da auch hier durch den strengen Winter 1928/29 die vorher vorhandenen Pflasterzonen fast restlos zerstört wurden, konnten an dieser zur Pflasterbildung prädestinierten Stelle erneut alle Erscheinungen der Pflasteranlage festgestellt werden, was bei einem fertigen Pflaster und dessen langsamer Fortentwicklung nur teilweise möglich gewesen wäre. Durch den Vergleich mit früheren Untersuchungen wie auch nach den eigenen, aus dem Jahre 1928 stammenden Beobachtungen kann mit Bestimmtheit angegeben werden, daß die Neuentstehung dem normalen Bildungsverlauf eines Pflasters entspricht.

An dem Außenrande des Pflasters bleiben die doppelklappigen Mytilusschalen, die nur zum Teil, immerhin nicht selten ineinandergeschoben werden, liegen. Die Transportkraft des Wassers hat schon so stark abgenommen, daß sie nicht mehr imstande ist, die Doppelklappen weiterzutransportieren. Sie werden nur noch möglichst weit gegen den Strand verlagert. Deshalb finden wir sie in die seichten Ausräumungsrinnen, in denen noch eine um ein weniges kräftigere Wasserströmung herrscht, vorgeschoben (T. 5, Fig. 10). Rechts und links (tangential) davon befindet sich schon das fertige Muschelpflaster, für dessen Bildung ein distal (zum Watt hin) ausgebuchteter Rand mit Doppelklappen das Schalenmaterial lieferte.

Das Muschelpflaster (Mytiluspflaster).

Die Zone der Doppelklappen kann bei starker Überschlickung z. T. erhalten bleiben. Zum größten Teil ist sie aber auf die Dauer nicht bestandfähig. Sobald die Verwesung weit genug fortgeschritten ist, das Ligament, das bis dahin die Klappen zusammenhielt, zerstört ist, fallen sie auseinander. Damit ist das anflutende Wasser imstande, die nur die Hälfte des vorherigen Gewichtes besitzenden Einzelklappen erneut strandwärts zu befördern. Groß ist der Energiegewinn bei der kaum merklichen Böschung des Strandes nicht. Deshalb schließt sich die eigentliche Pflasterfläche, das „Mytiluspflaster" (WEIGELT, 1919) unmittelbar an die Zone der Doppelklappen an. Es war auf meiner Meßlinie 1,50 m breit. Die isolierten Schalen werden vom Wasser solange hin und her bewegt, bis sie umschlagen und gewölbt-oben dem Schlick aufliegen, und zwar im Gegensatz zu anderen Bildungen nur auf einem noch nicht besetzten Schlickraum. Besteht also schon eine Fläche des Mytiluspflasters, so werden zunächst alle noch vorhandenen Lücken ausgefüllt. Danach können neu ankommende Schalen aber nur proximal (landeinwärts)

oder auch, falls der distale (wattwärts) gelegene Rand der Pflasterfläche stärker überschlickt (eine einzige Sturmflut kann mitunter 2 cm neu aufschlicken), distal angelagert werden. So entstehen „die festen, nach physikalischen Gesetzmäßigkeiten geschlossenen Pflaster". „Die blauschwarzen Schalen von Mytilus sind die hohle, breite Fläche nach unten, die Wölbung der Schale nach oben gekehrt, unter strengster Ausnutzung des Raumes eine neben die andere festgekeilt und eingefügt durch die saugende Wirkung der Ebbe, so daß auch die Flut nicht mehr imstande war, sie zu verschieben." (Weigelt, 1919), (T. 6, Fig. 7). Durch die weiteren, über das Pflaster wandernden Schalen werden die Wirbel der gepflasterten Schalen meist so weit abgerieben, daß ihre Perlmutterschicht zu sehen ist (T. 6, Fig. 3). Die Reinheit des Mytiluspflasters, das nahezu 100% Mytilusschalen enthält, ist nicht allein auf die geringe Zahl anderer Arten zurückzuführen, die Hauptursache ist die mechanische Sortierung des Schalenmaterials. Außer Mya arenaria sind die Kümmerformen der anderen Zweischaler sämtlich kleiner als Mytilus und werden deshalb weiter strandwärts gespült. Für die Reinheit eines Pflasters ist also nur die Verschiedenheit der Schalengrößen einer Fauna maßgebend. Sind die Unterschiede stark, werden die einzelnen Arten scharf voneinander getrennt und dadurch eine extreme Artenarmut vorgetäuscht.

Fossil sind echte Muschelpflaster sehr häufig. In situ fand ich sie im unteren Muschelkalk von Bennstedt und Spielberg an der Unstrut. Eine nur aus Myophorien bestehende Pflasterfläche liegt auf dem beschriebenen Priel (T. 8, Fig. 3 b). In einem höheren Horizont fand ich nach Durchsuchen fossilfreier Kalke ein gleiches Myophorienpflaster, unter dem unter 1 cm Kalk eine Schicht mit horizontalliegenden Grabgängen lag. Das Pflaster muß schon vorhanden gewesen sein, da die Grabgänge kreisrund sind, also keine Kriechspuren darstellen. Die Grabzone muß besonders nährstoffreich gewesen sein. Andererseits müssen die Durchlüftungs- und Sedimentverhältnisse kein tieferes Eindringen zugelassen haben. Gleiche Pflaster fand ich bei Spielberg an der Basis des Muschelkalkes über dem Röt. Zwei darauf gefundene Exemplare von *Omphaloptycha alta* liegen bezeichnenderweise achsenparallel zueinander (T. 8, Fig. 8). Eine Schichtfläche mit dichtgelagerten Gervillien von Landgraben bei Ammendorf zeigt, daß die Schraubenform von *Gervillia socialis* es nicht durchgängig zur Lage „gewölbt-oben" kommen läßt. Die dichte, trotzdem aber nur flächenhafte Anlagerung der Muscheln ist aber auch hier echte Pflasterbildung. Aus dem oberen Muschelkalk bei Rothenburg ob der Tauber besitze ich zwei typische Pflasterstücke. Auf dem einen liegen sechs 2—3½ cm lange Exemplare von *Lima striata* nebeneinander. Ihre Wirbel sind sämtlich eingedrückt, ein Zeichen dafür, daß sich nach ihrem Umschlagen ein Hohlraum unter ihnen befand, so daß die Schalen bei späterer Sedimentbelastung eingedrückt wurden (T. 8, Fig. 6). Das zweite entstammt, entstehungsgeschichtlich gedacht, einer weiter außen gelegenen Zone. Es enthält eine große, 6 cm lange *Lima striata* und mehrere große, aneinandergelagerte Gervillien (T. 8, Fig. 5). Äußerst günstig für Studien an fossilen Pflastern sind die zwischen die oligozänen Pechkohlen von Miesbach eingelagerten brakischen Sedimente. Die in ihnen enthaltenen Cyrenenpflaster seien hier nur erwähnt (T. 8, Fig. 1).

Die Mischzone

Bei der vom Watt zur Marschkante vorrückenden Beschreibung folgt, an das Mytiluspflaster anschließend, eine neue Zone, in der sich die übrige Zwei-

schalerfauna, untermengt mit kleineren Exemplaren von Mytilus, zu einer Pflasterfläche zusammenfügt. Sie ist andererseits schon mit den größten Exemplaren von Litorina durchsetzt. Ich nenne sie deshalb Mischzone. Diese und die nur mit Litorinagehäusen bedeckte Fläche des anschließenden Litorinasaumes waren bei der Neubildung zunächst nicht vorhanden. Zwischen dem Mytiluspflaster und dem Hydrobiensaum, dem letzten Gliede unseres Pflasterkomplexes, klaffte noch im Herbst 1929 eine Lücke, die erst im Frühjahr 1930 wieder ausgefüllt war. Besonders auffällig war das Fehlen der Litorinen, die lebend in Tausenden von Exemplaren vorhanden waren. Das erklärt sich durch die Widerstandsfähigkeit der Litorina selbst gegen so starke Einflüsse. Waren Mytilus und Hydrobia während der langdauernden Kälteperiode in Massen abgestorben, so mußten sich die für die Neubildung erforderlichen Mengen abgestorbener Litorinen erst in dem normalen Lebensverlauf wieder ansammeln. Außerdem war das Mytliuspflaster durch teilweise Überschlickung, der Hydrobiensaum durch auflagernde Tangmassen etwas geschützter als die beiden mittleren Zonen. Die Mischzone hat durch ihren hohen Prozentgehalt an Cardium usw. eine weißgesprenkelte Farbe (T. 6, Fig. 10).

Der Litorinasaum

Die braune Farbe des reinen Litorinasaumes, der sich proximal anschließt, sticht scharf gegen die vorherige Zone ab. „Auch sie sind so angeordnet, daß sie einer Lageveränderung den größtmöglichen Widerstand bieten; sie liegen deshalb so dicht, daß eine die andere berührt" (WEIGELT, 1923 a). Diese dichte Lage ist aber nicht mehr rein flächenhaft; der Litorinasaum weist eine wechselnde Mächtigkeit auf, die bis auf 10 cm steigen kann. Es liegt das an der Kugelform der Litorina. Neu hinzukommende Litorinen können sich auf den vorhandenen Litorinamassen halten, da die der Lage der dichtesten Kugelpackung angenäherte Litorinapackung so stabil ist, daß eine weitere Umlagerung nicht stattfinden kann. Schnecken mit ausgesprochener Längsachse reagieren wieder empfindlicher auf die Wasserbewegung. Sie stellen sich auf die Bewegungsrichtung ein und sind, wo genügend Raum zur Verfügung steht, flächenhaft ausgebreitet. Das bekannte Stück aus dem Rüdersdorfer Muschelkalk, das sich in der Preußischen Geologischen Landesanstalt befindet, zeigt durch Wasserströmung gerichtete und flächenhaft ausgebreitete Exemplare von *Undularia scalata*, die unter größter Ausnutzung des Raumes aneinandergelagert sind. Die Cerithienpflaster im Oligozän von Miesbach ergeben ähnliche Bilder (T. 8, Fig. 2), ebenso die dortigen, fast ausschließlich Melanopsis enthaltenden Flächen. Schnecken kugeliger Gestalt verhalten sich dagegen wie Litorina. Der Litorinasaum unseres Pflasters ist 0,5—1 m breit. Seine distale und proximale Grenze sind zu Sinusbögen umgestaltet (T. 6, Fig. 9, von links nach rechts: Mischzone, Litorinasaum, Hydrobiensaum).

Der Hydrobiensaum

„Die Farbe des Litorinasaumes ist braun, noch weiter küstenwärts aber herrscht die weiße Farbe. Zunächst schalten sich die großen Hydrobien zwischen jugendliche und abgerollte Gehäuse von Litorina, um dann als weiße Säume handhoch und mächtiger aus reinen Hydrobien mit feinsten Schalentrümmern gemengt zu bestehen" (WEIGELT, 1919). Hiermit sind wir in die innerste Strandzone gelangt, in der die kleinsten in unserem Lebensraum lebenden Mollusken abgelagert werden (T. 6, Fig. 8). Der bis 2 m breite Hydrobiensaum grenzt proximal an das Marschkliff, das eine zwischen ½ und 1 m

schwankende Höhe hat. Sie werden aber sogar noch bis in die Entwässerungsgräben der Marsch transportiert. Die unter sie gemischten feinsten Schalentrümmer stammen nur z. T. aus dem neu gelieferten Schalenmaterial. Die Schalen des in dem Marschkliff enthaltenen, subfossilen Pflasters werden bei der Zerstörung der Marsch ausgeschlämmt. Da der Kalk dieser subfossilen Schalen in der seit zwischen ihrer Ablagerung vergangenen Zeit meist völlig ausgelöst ist (der von ihnen stammende Kalkgehalt hat den Hauptanteil an der Fruchtbarkeit der Marschen), so zerfallen sie rasch und gelangen in die ihrer Größe entsprechende Pflasterzone (T. 6, Fig. 10). Das Mytiluspflaster, das die größte Korngröße darstellt, ist frei von ihnen. Der Mischzone, dem Litorina- und Hydrobiensaum, sind sie dagegen beigemengt. Dementsprechende Schalentrümmer fand ich auch auf fossilen Pflasterflächen. Sie sind, wie unser Beispiel zeigt, keineswegs immer als der eigentlichen Fauna gleichaltrig anzusprechen, sondern können subfossilen Bildungen entstammen, die der Zerstörung unterliegen, bevor sie genügend verfestigt sind, um als Gerölle in dem sich neu bildenden Sediment aufzutreten. Dabei kann die jeweils „rezente" Fauna von der für sie subfossilen abweichen. Immer werden dann von der subfossilen Fauna zerbrochene Schalen häufiger sein als von der rezenten.

Das Pflasterwachstum (Pflasterhorizonte)

Die Schilderung des rezenten Amrumer Pflasters ist unter der Vorstellung erfolgt, daß ein zur Pflasterbildung geeigneter Raum ohne ein solches vorhanden war. Ein solcher Fall lag nach der Zerstörung des Amrumer Pflasters im Winter 1928/29 tatsächlich vor. Wäre ein Pflaster aber nur eine einmalige Bildung an einer dafür geeigneten Stelle, so wäre seine Anwendung auf großräumige fossile Verhältnisse nicht berechtigt. Die Pflasterbildung ist aber mit der Ausfüllung 10 m breiten Streifens nicht beendet. Die Muschelpflaster Amrums sind seit ihrem ersten Bekanntwerden (Weigelt, 1919) von den hallischen Geologen ständig weiterverfolgt worden. Seit 1919 ist hier die Marsch um ein beträchtliches Stück zurückgeschnitten. So dürfte die Norddorfer Marschbucht in den letzten 15 Jahren einen ungefähr 8 m breiten Streifen eingebüßt haben (Mager [1927] schätzt die Sylter Marschverluste auf 1,16 m). Durch diese positive Strandverschiebung werden proximal der Muschelpflaster auf Kosten des Landes neue Flächen frei. Gleichzeitig geht wattwärts der Verfall der Schlickflächen bei langsamer Senkung vor sich, die Wassertiefe wird also erhöht. Damit wächst die Transportkraft des Flutstromes. Das in Größe und Gestalt gleichbleibende Schalenmaterial kann also weiter landwärts transportiert werden. Da sich aber all das äußerst langsam vollzieht, gelangt die jeweils gröbere Fraktion in den Bereich der nächstfeineren. Mytilus wird jetzt also auf der Mischzone, die Schalen der Mischzone auf dem Litorinasaum, Litorina ihrerseits auf dem Hydrobiensaum abgelagert. Auf diese Weise kommen die bei ihrer Entstehung *nebeneinanderliegenden Pflasterzonen* mechanisch aufbereiteter Schalenmassen als *Pflasterhorizonte übereinander*. Und zwar schiebt sich die *gröbere Fraktion über die feinere*. Es entstehen so durchgehende Mytiluslagen über mächtigeren Litorinapaketen. Diese liegen wieder über nur aus Hydrobien bestehenden Schichten. So werden im Profil Ablagerungen *einer* Art über große Räume vorgetäuscht. Entstehungsgeschichtlich gehört dagegen die Mytilusschicht eines subfossilen Profiles zu einem weiter im Lande liegenden Pflasterkomplex, in dem sich an das Mytiluspflaster die Mischzone,

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

der Litorina- und der Hydrobiensaum anlegen (Abb. 5). Haben wir andererseits eine Hydrobienlage aufgeschlossen, so gehört diese als ufernaheste Bildung einem distal gelegenen Pflaster an, in dem die gröberen Schalen enthalten waren, die schon der Zerstörung durch die Zurückschneidung des Marschlandes anheimgefallen ist (Linie γ).

Die an dem Marschkliff aufgeschlossenen Profile könnten zunächst vielleicht lediglich als Sturmflutschüttungen gedeutet werden. Für den oberen Teil des Kliffrandes, hinter dem beschriebenen Muschelpflaster, trifft dieses auch zu. Wenn wir vom Marschland an die Wattkante der Anlunnbucht herantreten, fällt uns auf, daß der Boden gegen das Ufer zu ansteigt. Mehrere leicht gewölbte Erhöhungen ragen zungenförmig in das Hinterland hinein (Abb. 3). Mit dem Handbohrer sind sie kaum zu durchbohren, da sie aus einer dichten Muschelpackung bestehen. Im Frühjahr 1930 waren an dieser Stelle erneut größere Muschelmassen auf das Marschland geworfen. Derartige Sturmflutschüttungen sind aber vollkommen unsortiert. Das Profil der Marschkante gliedert sich an dieser Stelle auch deutlich in einen oberen aufgeschütteten und einen tieferen Teil. Oben liegen die rezenten und subfossilen, aus dem Kliff ausgespülten Muschelschalen in regelloser Schüttung, deren Richtung zum Lande hin abfällt. Der untere Teil zeigt dagegen scharf getrennte Muschellagen im Sinne der einzelnen Pflasterzonen sortiert. Ihre Schichtung fällt

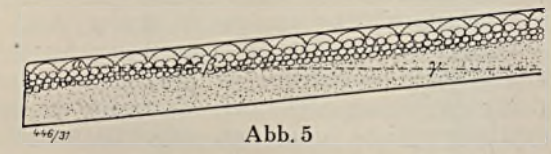


Abb. 5

zum Meere hin ab (Abb. 3). An der Marschbucht östlich Nebel finden wir gleichfalls einen oberen, von rezenten Sturmfluten geschaffenen und einen unteren subfossilen Teil vor. Zwischen eine 10 cm mächtige Litorinaschüttung eingeschlossene Ziegelsteine und Porzellanscherben beweisen, daß der obere Teil rezenter Entstehung ist. — Das gleiche ließ sich auch auf Hallig Hooge nachweisen. — Hingegen liegen im unteren Teil die nur durch Pflasterbildung verständlichen, durch Schlick getrennten Horizonte:

Profil I	Profil II
Grasnarbe	Grasnarbe
10 cm Klei	10 cm Klei
10 cm Litorinaschüttung mit Ziegelsteinen und Scherben	4 cm Litorinaschüttung mit Ziegelsteinen und Scherben
10 cm Klei	4 cm Klei
Mytilusschicht (gewölbt-oben)	Mytilusschicht
Litorinalage	3 cm Klei
Hydrobienlage	Hydrobia-Litorinalage
3 cm Hydrobienlage	2 cm Klei
Litorinalage	1 cm Hydrobienlage
20 cm Klei	20 cm Klei

Profil I liegt östlich des tief ins Hinterland eingreifenden Marschzipfels der Nebeler Marschbucht. Profil II liegt 100 m nördlicher, etwa in Höhe der nördlichsten Häuser von Nebel. Beide zeigen in ihrem obersten Teil die rezente Sturmflutbildung. Aber auch die unteren Teile stimmen überein. Wir haben in ihnen die entmischten Zonen der Pflaster vor uns. Die Reihenfolge Mytilus über Litorina über Hydrobia stimmt genau mit den Wachstumsvor-

gängen des Pflasters überein. In dem südlichen Teil der Nebeler Marschbucht lag im Marschkliff eine Mytilusschicht über 5 cm Klei über einer Hydrobienlage eben über dem Fuß des Klifffs. Wattwärts folgte eine 10 m breite Fläche, an deren distaler Grenze ein schmales Mytiluspflaster lag. Beim Nachgraben fand sich unter ihm in gleichem Abstande von 5 cm die gleiche Hydrobienlage. Hier ist also das subfossile Pflaster nicht zerstört worden, da das heutige Meer wohl den Marschrand unterspült, die freiwerdenden Massen aber nur fortschwemmt, ohne daß eine tiefere Aufarbeitung des Untergrundes stattfindet. Das subfossile Pflaster war noch 30 m weit zu verfolgen und sank dabei 30 cm unter den Schlick ab. Vor der Anlunnbucht liegen in den inneren rezenten Pflasterzonen gleichfalls derartige Reste subfossiler Bildungen (T. 7, Fig. 4). Sie beweisen durch ihr Einfallen, daß sie nicht den heutigen Sturmflutschüttungen entsprechende, ältere Bildungen sind, sondern Reste subfossiler Pflaster darstellen.

Das Marschkliff der Anlunnbucht (Abb. 6) ist ganz von subfossilen Pflasterbildungen durchsetzt (T. 7, Fig. 1, 2, 3). Allerdings ist hier das frühere Endstadium, d. h. die unmittelbare Strandzone aufgeschlossen, die deshalb nicht die Klarheit zeigt, wie wir sie von den fossilen Profilen kennen. Ein dauerndes Hin- und Herschwanken hat dieselben Bildungen mehrfach übereinandergelegt, so daß wir zuerst den Eindruck einer aufgeschütteten Schalenmasse gewinnen. Verfolgt man jedoch die einzelnen Lagen genauer, so klärt sich das verworrene Bild auf. Profil I (Abb. 6) ist hinter dem rezenten Muschelpflaster aufgenommen, wo das Marschland die größte Breite besitzt. Die weiteren schließen sich südlich an, wo die Entfernung des Marschkliffs von dem Geestrande geringer wird. So erhalten wir dasselbe Bild, als ob wir die an das erste Profil anschließende Fläche ins Innere des Marschlandes verfolgten, was sich nur selten bewerkstelligen läßt. Vereinzelt findet man allerdings in den Entwässerungsgräben die Fortsetzung der Schichten des Profils. Sie steigen dann vom Marschkliff aus stark an. Mytilus verschwindet zuerst, nur Litorina und Hydrobia reichen weiter. Schließlich verschwindet auch Litorina. So reichen auch in den subfossilen Profilen die Hydrobien als ufernaheste Bildung am weitesten landeinwärts. Im Marschlande der Anlunnbucht ist die letzte Hydrobienschicht 8 m vom Strande festzustellen. Sie wird immer schwächer und steigt so weit nach oben, daß sie schließlich fast an die Grasnarbe heranreicht. Das Profil liegt also wirklich in der ehemaligen innersten Strandzone des subfossilen Pflasters. Das ist bei der Beurteilung der Kliffprofile zu berücksichtigen. Ihre jeweilige Lage ist durch ihre Entfernung (62, 54, 34, 18, 0 m) von dem Hauptpriel angegeben, der die Anlunnbucht entwässert. Sie liegen sämtlich nördlich von ihm (aber südlich der von Sturmflutschüttungen überdeckten Bildungen, deren Aufbau in Profil I a wiedergegeben ist).

Die Profile (Abb. 6) weisen der Reihenfolge nach einerseits eine Abnahme der Zahl und Mächtigkeit der Schalenpakete, andererseits in gleichem Maße eine Zunahme der Mächtigkeiten der sich zwischenschaltenden Schlicklagen auf. In Profil I machen die 30 cm mächtigen Schalenmassen zunächst den Eindruck einer Schalenschüttung. Jede der vier Mytiluslagen ist aber eine echte Pflasterfläche; denn in dem Kliffprofil stößt eine gewölbt-oben liegende Schale an die andere, ohne daß jemals zwei Schalen aufeinanderlagern. Die Mytiluslagen liegen auch jedesmal über den kleineren Fraktionen mit Litorina und Hydrobia. Die Erklärung dafür, daß wir dadurch hier vier Pflaster übereinander antreffen, liegt darin, daß zur Zeit ihrer Entstehung die Trans-

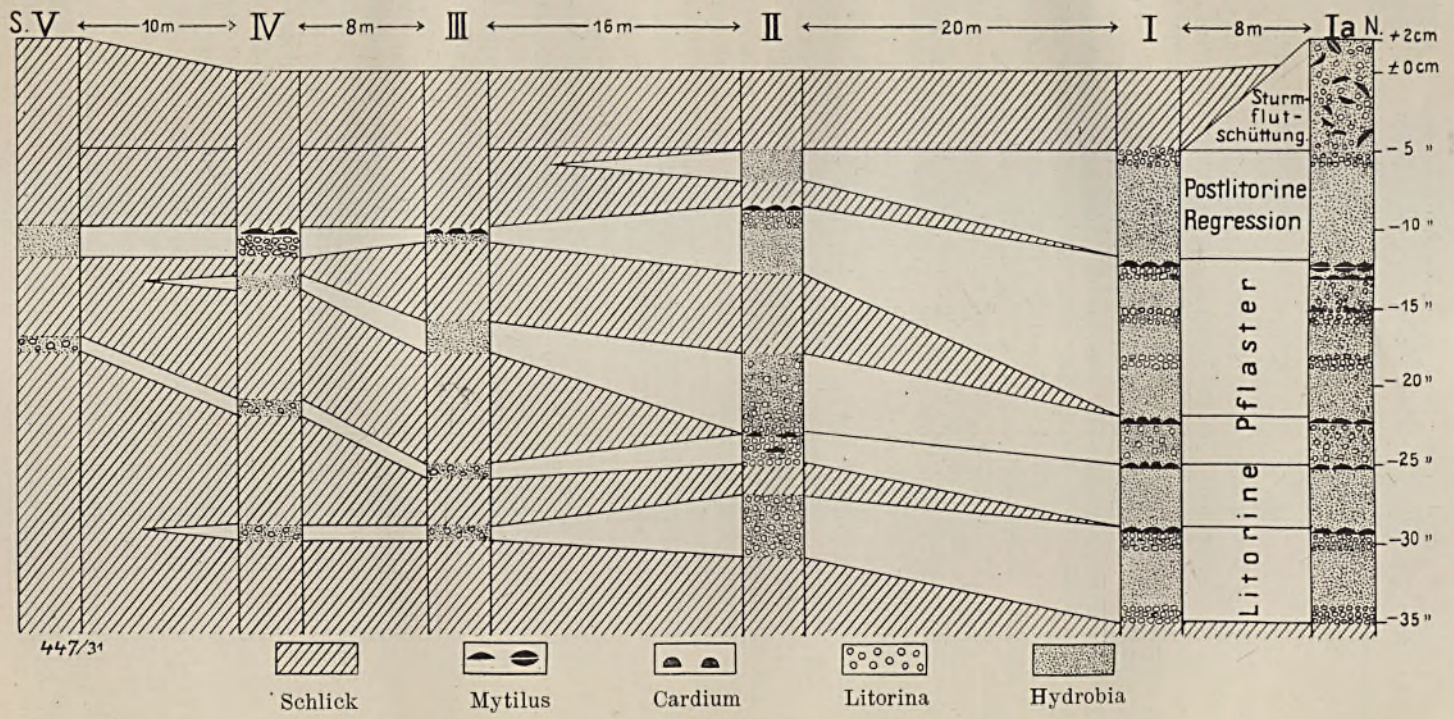

S.V
10m
IV
8m
III
16m
II
20m
I
8m
Ia N.
+2cm
±0cm
Sturm-
flut-
schüttung
– 5 "
Postlitorine
Regression
–10 "
–15 "
– 20"
–25 "
Litorine Pflaster
–30 "
–35 "
447/31
Schlick
Mytilus
Cardium
Litorina
Hydrobia

Abb. 6

gression in eine Regression umschlug. Da das nicht plötzlich, sondern während einer längeren Zeitspanne erfolgte, blieb der Pflasterraum eine Zeitlang derselbe. Deshalb mußten sich die gleichen Ablagerungsvorgänge in ihm mehrmals übereinander wiederholen. Zwar kann sich niemals ein Mytiluspflaster direkt auf ein schon vorhandenes Mytiluspflaster legen. Wenn aber in Vorphasen der Regression auf dem Mytiluspflaster Litorinen und Hydrobienmassen abgelagert werden, so ist bei einsetzenden Transgressionsrückschlägen die Möglichkeit einer neuen Überwanderung der feinkörnigen Zonen durch ein Mytiluspflaster gegeben. Eine ausgesprochen regressive Bewegung veranlaßt im Gegensatz dazu reine Schalenschüttungen (Weigelt, 1927). Daß Mytilus nicht weit über den heute aufgeschlossenen Bereich hinausgekommen ist, sehen wir an den Profilen wie im Priel. In Profil II kommt Mytilus noch in zwei Lagen vor. In Profil III und IV nur noch in einer. Er ist hier schließlich schon nicht mehr zu einer durchgehenden Schicht, d. h. zu einem geschlossenen Pflaster zusammengefügt. In Profil V ist Mytilus gänzlich verschwunden. In derselben Weise verschwindet Litorina, die anfangs mehrere Zentimeter mächtige Lagen erfüllt, mehr und mehr. Aber auch Hydrobia nimmt in derselben Richtung an Zahl und Mächtigkeit ihrer Schichten ab. Bei allen dreien ist also die randlichste zonare Anordnung der subfossilen Pflasterzonen zu erkennen, bei der die Unterbrechung der Weiterbildung keine Überwanderung der distalen Zonen über die proximalen mehr zuließ. Die vier Transgressionsphasen, die sich in Profil I durch die vier Mytiluspflaster kenntlich machen, sind in den Profilen II, III und IV als vier Pflasterhorizonte dokumentiert. Die dazwischenliegenden Vorphasen der Regression spiegeln sich in Profil I in den über den Mytiluspflastern liegenden Hydrobienmassen, in den anderen Profilen in den zwischen die Pflasterhorizonte eingeschalteten Schlickpaketen wieder. Die Transportkraft reichte für die innerste Strandzone (II, III, IV) nicht mehr zum Schalentransport aus, so daß hier nur noch die feinste Komponente, der Schlick abgelagert werden konnte.

Auch auf Sylt wie an anderen Stellen der Ostküste Amrums lassen sich dieselben Wachstumsbedingungen und -vorgänge rezenter Pflaster nachweisen. Immer stehen sie in engem Zusammenhang mit im Marschkliff aufgeschlossenen, subfossilen Pflasterbildungen. So ist auf Sylt der Oststrand östlich der Sandmarschbucht „Neuland" rein sandig. Auch der südlich anschließende Strand hat noch einen zu hohen Sandgehalt, als daß es zur Anlage eines Muschelpflasters kommen könnte. Nach S verbreitert sich der Marschstreifen mehr und mehr. An dem nördlich Munkmarsch gelegenen Marschvorsprung liegen vor dem Kliff die von Amrum beschriebenen Pflasterzonen: das Mytiluspflaster, Mischzone, Litorina- und Hydrobiensaum. An derselben Stelle enthält das Marschkliff subfossile Pflasterhorizonte. Zwei im Abstande von 10 m aufgenommene Profile zeigen folgendes Bild (T. 7, Fig. 5, 6):

Profil I (Fig. 5)	Profil II (Fig. 6)
Grasnarbe	Grasnarbe
22 cm Klei	27 cm Klei
Litorinalage mit Hydrobien	8 cm Litorinalage mit Hydrobien
20 cm Klei, kieshaltig	11 cm Klei
14 cm Litorinalage	5 cm Litorinalage mit Hydrobier
11 cm Klei	7 cm Klei
Mytilusschicht	Mytilus-Cardiumschicht
7 cm Litorinalage	8 cm Litorinalage
Hydrobienlage	Hydrobienlage
80 cm Klei	80 cm Klei

Der Kiesgehalt der zweitobersten Schlicklage beweist, daß auch auf Sylt der oberste Teil des Marschlandes Umbildungen durch rezente Sturmfluten erlitten hat. Die unteren Lagen gehören aber wieder einem subfossilen Pflaster an. Auch hier läßt sich ein seitliches Auskeilen der Lagen erkennen. 100 m südlicher ist die letzte Hydrobienlage sichtbar, die an die Oberkante der Marsch herankommt. Nördl. hiervon finden wir bald vier übereinanderliegende, durch Schlick getrennte Lagen, in denen Litorina und Hydrobien nicht scharf entmischt sind.

Fossil haben wir kaum jemals diese äußerste Strandzone mit Muschelpflastern in statu nascendi vor uns. In den dortigen Profilen liegen die Zonen also nicht mehr seitlich nebeneinander, sondern stets übereinander. Immer liegen die größeren Schalenzonen über den kleineren. Ich konnte diese Gesetzmäßigkeit an den Miesbacher Cyrenenpflastern nachweisen. Das abgebildete Stück (T. 8, Fig. 1 a, b, c) zeigt auf der Oberfläche (1 a) etwa 10 mm breite, 15 mm lange Cyrenen zu einer Pflasterfläche zusammengefügt. Darunter liegt 15 mm schalenfreies Sediment. Dann folgt ein zweites Pflaster, dessen Cyrenen aber hier durchweg nur 7 mm breit und 9 mm hoch sind (1 b, c). Das zwischen beiden liegende, schalenfreie Sediment entspricht dem zwischen Mytiluspflaster und Hydrobienlage befindlichen Schlick (bei Nebel). Auffällig ist nur, daß es sich hier um dieselbe Muschel handelt. Man kann dabei an die im Frühjahr massenhaft angeschwemmten Jugendformen denken, die man auf Amrum dann in der Hydrobienzone findet, da sie noch ganz kleine, zarte Schalen besitzen. Die gut erhaltene Schale der kleinen Cyrenen ist aber schon voll ausgebildet und zeigt deutliche Anwachsstreifen. Man muß hier also wohl an ein Absterben der jugendlichen Formen denken, das auf schädigenden Einflüssen beruht, denen die größten Exemplare widerstehen konnten. Wäre das nicht der Fall, so müßten sich die fehlenden Größen in Zonen zwischen den beiden Pflastern finden. Einen ähnlichen Fall von Jugendsterblichkeit stellte VOIGT (1929) bei den Gryphaeen der Rügener Kreide fest. Hier gibt es einmal nur die jugendlichen Formen, die an den Seeigeln festgewachsen zu finden sind, außer ihnen aber nur ausgewachsene Exemplare. Die Zwischenstadien fehlen.

Erhaltung der Pflaster

Die Frage der Erhaltung eines Pflasters steht an Wichtigkeit der Bildungsfrage gleich. Auf Föhr wird das natürliche Wachstum der Muschelpflaster durch den Deich gehemmt. Dem der fortschreitenden Zerstörung der Marschen nachfolgenden Pflaster wird am Deich plötzlich Halt geboten. Da aber durch die Senkung und Fortschlämmung des Wattenschlicks außen die Wassertiefe ständig erhöht wird, die Transportkraft also wächst, wird zuerst die kleinste Fraktion auf den Deich geworfen und schließlich fortgeschwemmt. Aber auch die nächstgröberen Zonen erleiden das gleiche Schicksal. Das letzte Stadium sah ich selbst. Jetzt ist nur noch ein Rest des Mytiluspflasters erhalten. Alle neu hinzugebrachten Mytilusschalen werden über diese Fläche hinweggespült und häufen sich zu einem Wall auf dem Fuß des Deiches an (T. 5, Fig. 9), da ja kein neuer Bezirk zur Weiterbildung des Pflasters zur Verfügung steht. Schließlich wird hier das ganze Pflaster zerstört werden, da die weitere Entwicklung dahin führt, daß aller Schlick abgeräumt und die Pflasterfläche damit ihrer Standfestigkeit beraubt wird.

In der sandigen Mittelzone zwischen Amrum und Föhr wird aber der in ihren Bereich kommende Schlick durch die aufgeschütteten Sandmassen vor

der Vernichtung geschützt. Zweitens wird bei andauernder Senkung das Abrasionsniveau an der Küste ständig erhöht. Die Pflasterfläche steigt in gleichem Maße mit, bzw. sie fällt, wie wir sahen, erheblich zum Meere hin ab. Die vom Lande abradierten Sedimentmassen werden in einem so geschützten Bereich nicht restlos entführt. Ein Teil davon wird schon auf der distalen Seite des landwärts wachsenden Pflasters wieder angelagert. Auf diese Weise gerät das fertige Muschelpflaster unter größere Sedimentbedeckung, die es vor seiner Zerstörung bewahren. Diese bedeckenden Sedimente enthalten selbst kaum Schalen, da diese entweder schon in den Außenbezirken als Schalenschüttungen oder sonst erst in dem ufernahen Pflasterraum zur Ruhe kommen. Das rezente Muschelpflaster, dessen distale Überschlickung in 7 m Entfernung vom Kliffrand beginnt (T. 6, Fig. 7), sinkt bei 12 m Entfernung von ihm 5 cm, bei 17 m 8 cm, bei 22 m 15 cm unter den Schlick. Das bedeutet, wenn man diesen Vorgang auf lange Bildungsdauer und große Räume überträgt, einen durch Transgression mit gleichzeitiger Senkung bedingten erheblichen Schutz vor Zerstörung.

Wiederholung der Pflasterhorizonte übereinander

Eingeschaltete Regressionsphasen sind, wie wir sahen, durch Verminderung der Transportkraft des einflutenden Wassers und durch die, wenn auch mehr flächenhafte als vertikale Schlickauflagerung und die dadurch verstärkte Wasserverdrängung die erste Erklärung für die sich übereinander wiederholenden Pflasterhorizonte. Außerdem kann aber auch bei einer ständigen langsamen Senkung durch erhöhte Schlickzufuhr das ufernahe Pflaster vollkommen eingedeckt und distal davon ein neues angelegt werden, das dann über das erstangelegte Pflaster wandert und von ihm durch eine schalenfreie Schlickablagerung getrennt ist. Daß selbst bei eingeschalteten Regressionsphasen keine Schichtfugen zwischen subfossiler und rezenter Bildung erkennbar sind, können wir wieder am Nordseeschlick nachweisen. Zwischen litorinem und rezentem Schlick wird man keine trennende Schichtfuge finden, da das Material völlig gleichgeblieben ist. Die gleichen Verhältnisse treffen wir bei fossilen Pflastern an. Auch hier können mehrere Pflasterzonen übereinanderliegen. Immer liegen sie aber nahe der Transgressionsbasis, während nach oben im Profil, im Gegensatz zu den Pflasterflächen, mächtigere Schalenschüttungsbänke folgen, die genetisch gedacht vor der Überwanderung in distal von den Pflasterzonen gelegenen Gebieten entstanden sind. Die Pflaster benötigen in allen Fällen zunächst eine Schlickbasis. Z. B. transgrediert der Muschelkalk mit einem schlickähnlichen Sediment über das Röt. Auf dem „Schlick" liegen die Myophorienpflaster in mehrfacher Folge durch fossilfreies Sediment getrennt übereinander. Sie werden aber in höheren Horizonten bald restlos von mächtigen Schüttungsbänken abgelöst. In dem Oligozän Bayerns finden wir dieselben Transgressions- und Regressionsphasen in oftmaligem Wechsel wie an der Nordsee. Bei Regression setzt die Bildung der jetzt zu Pechkohle umgewandelten Landbildungen ein. Die eingreifenden Transgressionsphasen schaffen die verschiedenen Pflasterhorizonte.

Schlickbildung und Entstehung der Marschen

Schlick ist für die Entstehung der Pflaster unbedingt erforderlich. Da aber neben Folgerungen, die sich aus der postdiluvialen Entwicklung der Inseln ergeben, das Auftreten der Pflaster umgekehrt auf die Schlicksedimen-

tation wichtige Schlüsse zuläßt, sollen seine Bildungsbedingungen an dieser Stelle behandelt werden. Es handelt sich dabei um den nach SCHÜTTE (1908) 30—40% Feinsand enthaltenden, küstennahen Schlick, mariner Entstehung (s. die Zusammenstellung von SCHARF [1930] in „Die Faziesgebiete von Watt und Nordsee"). Die Klassierung der einzelnen Marschböden hat GRUNER (1913) zusammengestellt. Die Frage nach der Schlickbildung, besonders nach den Vorgängen, die eine Verwertung der Schlickflächen als Marschland zulassen, steht im Brennpunkt aller Probleme, die uns die Nordsee bietet. Eng verbunden damit ist die Frage der säkularen Senkung der Nordseeküste. Durch die ersten Arbeiten von SCHÜTTE, in denen er den für die schützenden Deiche verhängnisvollen Betrag von 70 cm Senkung pro Jahrhundert berechnete (SCHÜTTE, 1908), wurden zahlreiche Arbeiten veranlaßt, die das gegenteilige zu beweisen suchten, daß sich der Nordseeboden früher um 20 m gesenkt hat, daß aber heute keine Senkung mehr stattfindet. SCHÜTTE (1927 a, b) hat später den Senkungsbetrag von 70 auf 35—40 cm reduziert. In neuester Zeit hat SCHARF (1929) 10—20 cm Senkung pro Jahrhundert angegeben. Beide haben für ihre Werte hauptsächlich die ostfriesischen Verhältnisse untersucht. Für Nordfriesland, besonders für die nordfriesischen Halligen, kommt BUSCH (1923, 1927) auf Grund zahlreicher Untersuchungen gleichfalls zu Senkungsbeträgen, die zwischen 20 und 30 cm liegen. Die Schwierigkeiten einer genauen Berechnung der Senkungsgeschwindigkeit sind aber so mannigfacher Art, daß noch immer keine Gewißheit darüber herrscht. Andererseits ist für die großen Schlickmächtigkeiten eine langsame Senkung über große Räume unbedingt zu fordern.

Anders ist es mit der Besiedlungsfähigkeit des Marschlandes. Dafür muß m. E. die Senkung zum mindesten abgeschlossen gewesen sein. Die Annahme, daß sich Schlick nur hinter einer geschlossenen Nehrung in größerer Masse absetzen könne, ist durch die Tatsachenbefunde widerlegt worden. Eine geschlossene Nehrung vor der Nordseeküste hat nie bestanden. Außerdem hat ORDEMANN (1912) nachgewiesen, daß heute Anschlickung und damit Gewinnung neuer Köge vorwiegend im inneren Winkel der Helgoländer Bucht stattfindet, also gerade an dem völlig ungeschützten, aber äußerst ruhigen Teil der Nordseeküste. In dem Bereich der nordfriesischen Inseln und der südlich davon gelegenen Halligen, wo wir geschichtliche Überlieferungen großer, zusammenhängender Marschländereien haben, herrscht heute Zerstörung. Ob in den südlich anschließenden Gebieten heutiger Landgewinnung noch ein natürlicher Bildungsgang zu sehen ist, möchte ich bezweifeln. Der Mensch sucht hier mit allen ihm zu Gebote stehenden Mitteln zum mindesten den natürlichen Vorgang wesentlich zu beschleunigen, um möglichst schnell, möglichst viel wertvolles Neuland zu gewinnen. Sobald das Außenland „reif" ist, wird es mit einem schützenden Deich umgeben und so der natürlichen Entwicklung entzogen. Es wird dadurch stark entwässert und sinkt zusammen. Wäre der Deich nicht vorhanden, so müßte dieser Setzungsbetrag erst durch weitere Aufschlickung wieder ausgeglichen werden. Die Schnelligkeit der heutigen Landgewinnung entspricht infolgedessen auf keinen Fall den natürlichen Verhältnissen. Der Deich entzieht aber nicht nur das hinter ihm gelegene Land vorzeitig den marinen Einflüssen, er stellt gleichzeitig für das vor ihm liegende Gebiet eine unnatürliche, neue Landgrenze dar. Vor ihm müssen sich die neuankommenden Schlickmassen absetzen, die sonst noch lange Zeit den Setzungsbetrag des eingedeichten Marschlandes hätten ausgleichen müssen. Von dieser

Feststellung wird die Grundanschauung der Marschbildung aber nur in ihrem zeitlichen Verlauf betroffen. Mir erscheint aber aus folgenden Gründen flächenhafte Marschbildung bei gleichzeitiger Senkung direkt unmöglich.

Schlick bildet sich in der ufernahsten Zone flachsten Wassers, und zwar an ruhigen Küstenstrichen ohne Strömungen. Nur durch die ungleichen Kräfteverhältnisse von Ebbe und Flut ist es möglich, daß die sonst herrschende Sedimentationsfolge hier umgekehrt wird. Die Flut bringt die feinste Trübe, die zum überwiegenden Teil von den Flüssen geliefert wird, in die seichteste Uferzone. Hier schlägt sie sich hauptsächlich während des Kenterns der Flut zur Ebbe nieder, währenddessen keine nennenswerte Wasserbewegung stattfindet. Die einsetzende Ebbe hat zunächst keine Transportkraft, da der Wasserspiegel zuerst ganz allmählich sinkt. Dabei ist das Wasser von vornherein bestrebt, in Rinnen, allerkleinsten Prielen, abzufließen. Es läßt also gleich größere Flächen frei, auf denen das von der Flut zugeführte Material liegen bleibt und zur Ebbezeit antrocknet. Zunächst kann dort bis zur normalen Fluthöhe aufgeschlickt werden. Das betreffende Gebiet unterliegt bis hierhin noch zweimal täglich völlig den marinen Einflüssen. Weitere Aufhöhung wird durch die Sturmfluten veranlaßt. Diese sind trotz ihrer Seltenheit äußerst wirksam, da sie infolge erhöhten Wasserandranges, durch auflandige Winde verstärkt, die Schlickflächen des normalen Flutbereichs aufwühlen und so mit Schlick beladen in Gebiete kommen, die von den folgenden Normalfluten nicht erreicht werden. Die hier abgelagerten Schlickmassen sind also vor Abtragung gesichert. Eine einzige Sturmflut bringt nennenswerte Sedimentmassen mit. Ich stellte nach einer unbedeutenden Sturmflutperiode, während der das Marschland nur dreimal eben überflutet wurde, 2 cm neuen Schlick auf dem Sandstrande östlich Amrum fest, der dort freilich nachträglich wieder abgehoben wurde; doch muß eine ähnliche Schlickmasse auf den Marschen selbst verblieben sein.

Damit wäre also die Höhenlage der dortigen Marschen bis zu 2 m Höhe geklärt. Es könnte das Marschland als Sommerweide benutzt werden, während die Bewohner bei den hauptsächlich während des Herbstes und Winters eintretenden Sturmfluten sich auf die Geest oder auf künstlich aufgeschüttete Wurten zurückziehen könnten. Außer acht gelassen ist dabei nur die säkulare Senkung, die sich ja ohne Pause an die Litorinasenkung angeschlossen haben soll. In dem Sturmflutniveau hat die Aufschlickung endgültig ihre oberste Grenze. Nehmen wir nun zu dem langwierigen Ausgleich des Setzungsvorganges der über normalem Flutniveau liegenden, im Augenblick des Herausragens zusammentrocknenden Marschen die andauernde Senkung hinzu, so ist m. E. eine derart flächenhafte Ausdehnung unmöglich, wie sie uns — und zwar ohne menschliche Hilfe entstanden — in den heute nur noch in Resten erhaltenen Flächen der nordfriesischen Marschen entgegentritt. Die Erklärung, daß die Anlage dieses Gebietes und seine spätere katastrophale Zerstörung nur auf Strömungs- und Gezeitenänderungen zurückzuführen ist, ist nur auf die Theorie Schlickbildung + Marschgewinnung bei seit der Litorinazeit ununterbrochener, säkularer Senkung aufgebaut. Sie ist deshalb nicht beweiskräftig, sondern lediglich eine Arbeitshypothese.

Da ich aber unabhängig vom Schlick, seinen schwierigen Setzungs- und Bildungsverhältnissen an den diluvialen Kernen der nordfriesischen Inseln eine postlitorine Hebung nachgewiesen habe, gewinnen die gegenteiligen Anschauungen, daß zur Besiedlungsfähigkeit der Marschen Hebung erforderlich ist, festen

Boden. SCHÜTTE (1929) fordert sie, da er vor den Kernen von Archsum und Morsum einen abnorm festen Schlick gefunden hat, und setzt diese Hebung in die Bronzezeit.

Wie die Sandhaken und die Sandzone des Litorinaufers beweisen, ließ die aktive Phase der Litorinasenkung noch keine Schlickbildung zu. Sie muß beim Ausklingen der Senkung eingesetzt haben; denn die subfossilen Pflaster liegen auf dem eigentlichen Schlickpaket und sind nur von einer geringmächtigen Schlickdecke nachweislich jugendlicher Entstehung überzogen. Pflaster können aber nur bei langsamer Transgression entstehen. Infolgedessen sind also die unter den fossilen Pflasterbildungen liegenden Schlickmassen schon am Ende der Litorinatransgression abgelagert worden. Sie haben die durch die aktive Litorinatransgression geschaffenen Negativformen ausgefüllt. Daß sie nicht bis in das Litorinasturmflutniveau hinaufreichen, liegt daran, daß vom Beginn der Schlickbildung bis zum Einsetzen der postlitorinen Hebung nicht genügend Zeit vorhanden war, um dieses zu bewerkstelligen. Die subfossilen Pflaster weisen auch schon Merkmale der beginnenden Regression auf, an ihnen zeigt sich also gleichfalls, daß die postlitorine Hebung einsetzt.

Bei Senkung muß, wie geschildert, das Schlickmaterial ständig wieder zur Aufhöhung desselben Gebietes verwandt werden. Anders verhält es sich bei Hebung. Hier liegt zunächst die Zone der günstigsten Schlicksedimentation noch unmittelbar am Ufer. Der Setzungsbetrag wird aber nun durch den Hebungsbetrag reduziert. Die Schlickflächen gelangen damit schneller in die Höhenlage der Sturmflutaufschlickung. Die Zone der Aufschlickung durch Normalfluten wandert infolgedessen gleichfalls in beschleunigtem Tempo seewärts, in dem vorliegenden Falle vom Festlande nach W, von den Inseln nach O, wodurch schließlich der Zusammenschluß der nordfriesischen Marschen gewährleistet ist. Wären die Überlieferungen der zahlreichen Städte und Dörfer, die auf ihm in den ältesten Karten eingetragen sind, verbürgt, so würde ich einen großen Hebungsbetrag fordern; denn dazu müßte einmal die Setzung vollkommen vollendet gewesen sein, zweitens müßte das Marschland aber selbst noch über das Sturmflutniveau gehoben worden sein, da etwa angelegte Deiche kaum den heutigen entsprochen haben werden. Aber auch so sehe ich in der großen, flächenhaften Verbreitung wenigstens im Sommer brauchbarer Marschen, die entgegen der heutigen Zerstörung scharf hervortritt, eine zwangsläufige Auswirkung der postlitorinen Hebung. Es steht nach meinen Untersuchungen über das Alter der Litorinasenkung in unserem Gebiet auch nur 1—1½ Jahrtausend zur Verfügung. Auch das macht eine Unterstützung der Marschbildung erforderlich.

Eine Zeit erneuten Umschwenkens hindurch herrschte Ausgleich der Bewegungen. Dann setzte die neue Senkung ein, die katastrophale Senkung, die die Zerstörung der Marschen im Gefolge hatte. Dabei wurden, worauf SCHÜTTE (1929) aufmerksam macht, die abradierten Massen z. T. auf die übrigbleibenden Marschfetzen geworfen. Sie sind ständig von der Vegetation durchwachsen. Die Aufhöhung hielt dadurch mit der Senkung Schritt, so daß das Areal zwar ständig an den Rändern abnahm, die Halligen aber nicht einfach ins Meer untertauchten. Das primäre, bei der postlitorinen Hebung vorhandene Marschland liegt unter dieser Decke von mit Vegetation durchwachsenen Schlick begraben.

Die rezenten Pflaster sind ein Anzeichen dafür, daß die neue Senkung heute noch nicht zur Ruhe gekommen ist. Die geschilderte, diskordante An-

schneidung der nordfriesischen Inseln spricht gleichfalls für weiter andauernde Senkung. Den exakten Nachweis des Senkungsbetrages könnten erst Feinnivellements ähnlich den vor kurzer Zeit angelegten Feinnivellementsschlingen in Ostfriesland (Scharf, 1929) erbringen, von denen dort eine endgültige Lösung der Frage zu erhoffen ist.

Abradierende und akkumulierende Transgressionen

Der aus den Untersuchungen der rezenten Bildungen hervorgehende, enge Zusammenhang von Vollpflastern mit Schlicksedimentation gibt uns wichtige Hinweise auf erdgeschichtliche Vorgänge. Die Vollpflaster setzen Transgression des Meeres voraus. Der zu ihrer Anlage unbedingt erforderliche Schlick kann sich nur bei langsamer Transgression als Auswirkung einer langsamen Senkung bilden. Untersucht man nun daraufhin die Transgressionsvorgänge, wie sie sich bei großräumigen Transgressionen in deren Transgressionsfläche und ihren basalen Schichten widerspiegeln, so ergeben sich nennenswerte Unterschiede, die bisher noch nicht scharf voneinander getrennt sind.

Trotz einer ausführlichen, treffenden Arbeit von Deecke (1916) über Meerestransgressionen, die diese Mängel aufdeckt und klarstellt, haben die Lehrbücher auf der von ihm gegeißelten, einseitigen Darstellung der Transgressionsvorgänge verharrt. Diese sind auf Grund der Angaben von Richthofen entstanden, der eine weitgehende Abrasion des Festlandes bei durch Senkung bedingter Transgression annahm. Deecke weist in einer großen Fülle von Einzelbeispielen nach, daß die Abrasion bei Transgressionen eine untergeordnete Rolle spielt und meist nur lokal bedingt ist. Dagegen geht aus seinen gut begründeten Darstellungen hervor, daß große Transgressionen über ein vorher weitgehend eingeebnetes Festland übergreifen, ohne den Untergrund aktiv aufzuarbeiten.

Meine Untersuchungen gehen den seinen in bezug auf die allgemein-geologischen Vorgänge völlig konform. Die sich aus der biostratonomischen Arbeitsrichtung ergebenden Anschauungen geben freilich für die charakteristischen Anreicherungen einzelner Faunenelemente naturgemäß andere Deutungen. Die daraus gezogenen Schlußfolgerungen sind aber einander gleich, wenn ich auch z. T. weiter spezialisiere und deshalb in den Basalkonglomeraten und basale Sande aufweisenden Transgressionen zum Unterschiede von den Transgressionen, bei denen derartige Ablagerungen vollkommen fehlen, noch eine relativ hohe Abrasionstätigkeit erblicke.

Die Richthofen'sche Anschauung, daß starke marine Abrasion eine Auswirkung einer durch dauernde Landsenkung bedingten Transgression ist, spiegelt sich in unseren Lehrbüchern wider: „Die stratigraphische Geologie liefert zahlreiche Beispiele von Transgressionen und damit verbundenen Abrasionen. In der Regel beginnt die transgredierende Schichtenfolge mit Konglomeraten (sogenannten Basalkonglomeraten) oder wenigstens mit sandigen Ablagerungen" (Kayser, 1923).

Im Gegensatz dazu gibt es aber Transgressionen oder Teilphasen von solchen, in deren basalen Schichten Konglomerate und Sande fehlen. Hier finden wir dagegen, meist konform auf den älteren Schichten auflagernd, Vollpflaster in schlickähnlichen Sedimenten. Bei diesen Transgressionen findet also keine nennenswerte Aufarbeitung des Untergrundes statt, sondern es wird das überflutende Land sofort mit einem schützenden, von dem transgredierenden Meere gelieferten Sediment überzogen. Den effektiven, leicht erkennbaren

Unterschied in der Ausbildung der basalen Transgressionsschichten möchte ich durch folgende Namen zum Ausdruck bringen: Diejenigen Erscheinungen, die sich in den extremsten Fällen zu ganzen Transgressionen oder nur zu deren Teilphasen summieren, die durch Basalkonglomerate oder basale Sande eine Abrasion des überfluteten Festlandes bekunden, nenne ich abradierende Transgressionen. Für die zweite Gruppe von Transgressionen, die das Festland mit ihren basalen, schlickähnlichen Sedimenten überkleiden, schlage ich den Namen akkumulierende Transgressionen vor.

Bei der Behandlung der umbildenden Vorgänge an den nordfriesischen Inseln während der Litorinazeit ist darauf hingewiesen worden, daß während der Litorinasenkung noch keine Schlicksedimentation stattfand. Die Diluvialkerne wurden während dieser Zeit überall abradiert. Das freiwerdende Material wurde naturgemäß an geeigneten Stellen als Haken und ähnliches wieder abgelagert. Das gesamte Ufer war auf jeden Fall rein sandig; denn wir sahen am ehemaligen Litorinaufer marin geschichtete Lagen abradierter Diluvialgeschiebe und darüber den Sand der litorinen Sandzone dem unbeeinflußten Diluvium auflagern. Bei einer ständig fortschreitenden Senkung würden wir hier also ein „Basalkonglomerat" und darüber einen basalen Sand erhalten haben, über denen dann später die feineren, uferferneren Sedimente zur Ablagerung gekommen sein würden, wie sie rezent auf den Schelfen der Kontinente hintereinanderliegen. Die aktive Phase der Litorinasenkung, wie ich diesen Abschnitt genannt habe, stellt also eine abradierende Transgressionsphase dar.

Erst als diese aktive Phase durch den allmählichen Umschwung zur postlitorinen Hebung abgeschwächt wurde, setzte die Schlickbildung und damit die Pflasterentstehung ein. Da die Transgression noch nicht abgeschlossen war, wird auch hier noch in der unmittelbaren Strandzone eine geringfügige Abrasion stattgefunden haben. Tiefgründig kann sie aber nicht mehr gewirkt haben, da sich auf die von der aktiven Phase eingeebneten Flächen Schlick auflagerte. Die Litorinatransgression hat also infolge abklingender Senkung eine akkumulative Endphase.

Dieser konkrete Fall deckt die Ursachen auf, die für die verschiedene Ausbildung der basalen Schichten verantwortlich sind. Schnelle Senkung gibt dem Meere die Möglichkeit, das Land stark anzugreifen. Die abradierten Massen können die Kraft des transgredierenden Meeres nicht hemmen, da sie mit fortschreitender Senkung in tieferes Wasser gelangen, bzw. da das Abrasionsniveau ständig steigt und damit landeinwärts verlegt wird. Als typisches Beispiel dafür ist die Cenomantransgression anzusehen, die mit ihrem Basalkonglomerat und den basalen Grünsanden auf weite Flächen hin eine abradierende Transgression darstellt. Da die abradierenden Transgressionen dem normalen Bild entsprechen, das wir uns von Transgressionen machen, brauche ich keine weiteren Beispiele anzuführen.

Das Musterbeispiel einer akkumulierenden Transgression stellen die schon öfters herangezogenen basalen Schichten des Muschelkalkes dar, wie sie in den angegebenen Lokalitäten ausgebildet sind. Hier folgt zunächst auf die terrestren Bildungen des unteren und mittleren Buntsandsteins das Röt, währenddessen das Meer schon zeitweilig einbrach, aber immer wieder weichen mußte, was aus der Wechsellagerung von Dolomit-, Gips- und Lettenlagen hervorgeht. Bei Spielberg fand ich in den obersten Partien des Röt bezeichnenderweise ein gut ausgebildetes Streupflaster mit zahlreichen, kleinen, 0,5

bis 0,7 cm langen und wenigen, randlich gelegenen, größeren Exemplaren von Myophoria costata. Sie liegen auf einer grüngefärbten Lage. In dem an und für sich rotgefärbten Sand lassen sich einzelne kleine, grüne Gallen erkennen, die ein mehr toniges Sediment enthalten, das auch für die grünliche Oberfläche verantwortlich zu sein scheint. Dieser Tongehalt wie die Anlage von Streupflastern lassen erkennen, daß hier schon die Bedingungen der Pflasterbildung sich geltend zu machen beginnen. Vom mittleren Buntsandstein zum Röt zum transgredierenden Muschelkalk erfolgt ein ganz allmählicher Übergang von rein terrestren zu zeitweise marinen zu ununterbrochen marinen Bildungen. Die Zone, in der die Muschelpflaster liegen, entspricht mit ihrem geringen Sandgehalt, 10% Ton und 85% Kalk, dem rezenten Schlick. Beweisend für rein akkumulierende Transgression ist, daß Basalkonglomerate und basale Sande fehlen. Nach dem Hin- und Herschwanken im Röt greift das Meer jetzt, mit der langsamen Senkung Schritt haltend, endgültig über große Landflächen hinweg. Es arbeitete dabei den Untergrund aber nicht wesentlich auf, sondern lagerte sofort seinen „Schlick" über ihm ab.

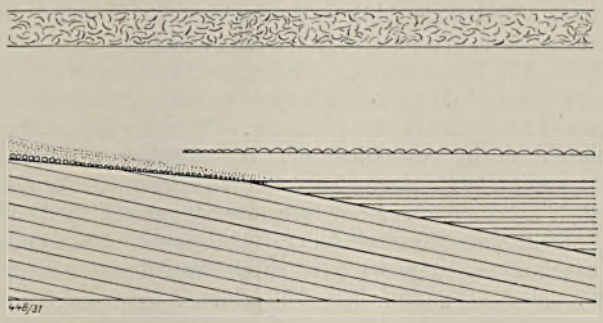


Abb. 7

Nur durch das Vorhandensein dieses „Schlicks" ist das Wandern der ausgedehnten Vollpflaster von Myophorien möglich, die uns erst auf diese Vorgänge aufmerksam gemacht haben.

Selbstverständlich sind die abradierenden und akkumulierenden Transgressionen selten so scharf getrennt wie in den beiden angeführten Fällen. Eine nach einer Faltungsphase einsetzende Transgression wird zweifellos auch bei langsamer Senkung das aufgefaltete Festland aktiv angreifen und Basalkonglomerate und basale Sande hinterlassen. In solchen Fällen kann aber dann nach der aktiven Einebnung Schlickbildung einsetzen, wenn genügend Schlickmaterial vorhanden ist und die für die Schlicksedimentation erforderliche seichteste Uferzone nicht zu schnell in tieferes Wasser absinkt. Geht eine akkumulierende Transgression konform über die nächstälteren Ablagerungen hinweg, so kann sie trotzdem dann zu einer abradierenden werden, wenn die Transgression über das Verbreitungsgebiet der nächstälteren Formation hinweggreift. Die Pflasterbildung wird durch diesen Umschlag erheblich beeinträchtigt, da das Sediment stark sandig wird (Abb. 7). Beispiele dafür sind einmal der Muschelkalk, der in Südwestdeutschland über ältere Schichten hinweggreift, und der Wealden Norddeutschlands, der in seinen nordwestlichen Teilen noch verhältnismäßig konform über die nächstälteren

Ablagerungen hinweggreift, in seinen späteren, weiter östlich gelegenen Transgressionsstadien aber Ablagerungen älterer Formationen überschreitet und stark aufarbeitet. Ein dritter Fall, bei dem ein Übergang von der abradierenden in die akkumulierende Phase möglich ist, wird uns durch den Litorinaschlick angedeutet. Hier klingt die starke Senkung der eigentlichen Transgression ab, so daß nach Abnahme der Senkungsgeschwindigkeit Schlicksedimentation eintreten kann. Daß Akkumulation und Abrasion in verschiedenen Faziesgebieten gleichzeitig stattfinden kann, ist auch ohne weiteres einzusehen. Ein den subfossilen und rezenten Nordseebildungen sehr ähnliches Bild geben die zwischen die Kohle von Miesbach eingeschalteten Pflaster von *Cyrena semistriata* oder *Cerithium margaritaceum* oder *Melanopsis*. Der mehrfache Wechsel zwischen Kohle und Meeressediment deutet auf einen ständigen Kampf des Landes und des Meeres um die Vorherrschaft. Wieder findet nur eine Auflagerung der jeweilig vorherrschenden Bildungen statt ohne stärkere Zeichen von Aufarbeitung. Geringfügige Aufarbeitung hat natürlich auch hier gewirkt. So besitze ich ein Cyrenenpflaster, auf dem die Steinkerne der Muscheln aus einem glimmer- und kohlehaltigen Material bestehen.

Die angeführten Beispiele sollen genügen. Sie zeigen einwandfrei, daß überall, wo Pflaster in schlickähnlichen Sedimenten vorhanden sind, lediglich eine Akkumulation der Absätze des transgredierenden Meeres stattfindet. Grundbedingung ist dafür eine langsame Senkung. Über Zwischenglieder, die Abrasion und Akkumulation in verschiedenen Faziesgebieten oder Zeitabschnitten derselben Transgression aufweisen, kommen wir zu rein abradierenden Transgressionen, die — meist nach einer voraufgegangenen Auffaltung des Festlandes —, bei merklicher Landsenkung mächtigere Basalkonglomerate aufweisen. Die Ausscheidung der ersten Gruppe von Transgressionen wurde auf Grund der Bildungsbedingungen der Vollpflaster gewonnen, wodurch diesen eine hohe Bedeutung für die Klärung erdgeschichtlicher Fragen zukommt.

Zusammenfassung.

Die nordfriesischen Inseln Sylt, Föhr und Amrum liegen auf der NW—SO streichenden POMPECKJ'schen Schwelle. Junge tektonische Bewegungen ihres relativ hochliegenden kristallinen Untergrundes erklären die Höhenlage des Tertiärs. Es ist auf Sylt aufgeschlossen, auf Amrum und Föhr abgesunken. Doch steht es hier noch in geringer Tiefe an. Auch enthält das Diluvium viel tertiäres Lokalmaterial. So besteht das Amrumer Diluvium im N zu einem großen Teil aus aufgearbeitetem Kaolinsand, im S dagegen aus Limonitsandsteingeröllen.

Die Ablagerungen der Hauptvereisung zeigen primär angelegte, NW—SO verlaufende Höhenrücken und Talzüge. In primär vorhandenen Diluvialsenken bildet sich im zweiten Interglazial der Tuul. In noch tiefer liegende Gebiete dringt das Eem-Meer ein. Über seinen Sedimenten lagern die Sandersande der dritten Vereisung.

Ablagerungen von Yoldia- und Ancycluszeit sind nicht vorhanden. Erst die Litorinasenkung erfaßt unser Gebiet wieder. Die versenkten, teilweise über im Diluvium wurzelnden Baumstubben liegenden Torfe sind ihre ersten Anzeichen. Infolge späterer Ansandung westlich Amrum ist hier das gesamte Litorinakliff erhalten. Vor ihm ist das litorine Strandpflaster, vor der markanten Litorinabucht westlich Nebel sind geschichtete Litorinakiese in 3 m

Höhe vorhanden. Im O sind auf Amrum, Föhr und Sylt von Vegetation überzogene, durch vorlagerndes Marschland vom Meere getrennte Kliffs erhalten, die allerdings zum Teil durch das heutige Meer wieder diskordant angeschnitten werden. Aus der Höhenlage von marin ausgewaschenem Diluvium, der litorinen Sandzone und einer in ihr 90 cm unter der Marsch liegenden, 1,70 m unter sie absinkenden Steilstufe geht hervor, daß die Litorinagezeiten 1 m über dem heutigen Gezeitenniveau liegen. Das Litorinakliff der Westküste Amrums und die dort in 3 m Höhe liegenden Kiese sind weitere Beweismomente für die postlitorine Hebung, deren Betrag durch die später einsetzende, heute noch fortwirkende, säkulare Senkung mehr und mehr ausgeglichen wird.

Auf den Diluvialkernen der Inseln lagern der Heidsand, ein Äquivalent des jüngsten Lößes, Sandahl und Maar — ein zwischenliegender Bleichsandhorizont ist nicht mehr aufzufinden —, prälitorin in der atlantischen Klimaperiode entstanden, und drei Bleichsandhorizonte mit je einer dünnen, auflagernden Humusschicht, zur Litorinazeit unter dem subborealen Klima entstanden. Der dreimalige Rhythmus: erhöhte Sandzufuhr, stärkerer Pflanzenwuchs, findet sich in den Dargschichten westlich Norddorf wieder. Durch das subatlantische Klima sind die genannten Bodenhorizonte stark verwaschen worden. Die rezente Dünenbildung setzt erst während der postlitorinen Hebung ein.

In die gleiche Zeit fällt die Bildung der Haken Sylts und Amrums, die zunächst in gerader N- bzw. S-Richtung von den diluvialen Inselkernen abgehen, dann aber scharf nach O umbiegen. Ihre Aufspaltung nach NO bzw. SO wird durch den mit Geschieben gepanzerten Hochstrand bedingt.

Die Dünenverteilung auf den diluvialen Inselkernen ist von verschieden starker Zufuhr, ihre unterschiedliche Farbe von der Durchmischung mit den postdiluvialen Böden oder deren Fehlen abhängig.

Der windbewegte Dünensand übt auf die wieder freigewehten Geschiebe des Windkanterpflasters starke Korrasion aus, die wüstenähnliche Oberflächenformen schafft. Dazu sind rezente Scheibensprünge zu beobachten.

Die prähistorischen Funde sind auf die vom Litorinameere geschaffenen Areale der Diluvialkerne beschränkt. Das Mesolithikum liegt im Maar, das Neolithikum in den Bleichsandschichten (gebleichte Geräte). Bronze- und Eisenzeit fallen in die Zeit der postlitorinen Hebung, in deren Verlauf die Marschen entstehen. Die Völkerwanderung hängt wahrscheinlich mit den durch die neue Senkung hervorgerufenen Marschverlusten zusammen.

Muschelpflaster sind zu scheiden in Streupflaster und Vollpflaster. Streupflaster (z. T. durch sandiges Sediment bedingt) zeigen lediglich eine lose Überstreuung mit vorwiegend gewölbt-oben eingebetteten Muscheln und können unter verschiedenen Bildungsbedingungen entstehen. Nur die Vollpflaster besitzen so charakteristische Merkmale, daß sie zum Vergleich mit fossilen Bildungen geeignet sind. Das 10 m breite Amrumer Muschelpflaster besteht aus einer Außenzone mit z. T. eingeschachtelten Doppelklappen von Mytilus, dem Mytiluspflaster (dem eigentlichen Muschelpflaster), der Mischzone (kleinere Mytilusschalen, Mya, Cardium usw.), dem Litorina- und Hydrobiensaum. Die Bildungsbedingungen der Vollpflaster sind: Transgression bei gleichzeitiger langsamer Senkung, Ebbe und Flut und ein schlickiges Sediment. Der Schlick bedingt eine primäre Artenarmut. Die Flut ermöglicht die Schalenkonzentration, die Ebbe verstärkt diese durch Abschlämmung der feinsten Bestandteile. Die

Transgression ruft das proximale Wachstum des Pflasters, die Überlagerung der gröberen über die feineren Schalen hervor. Die Senkung ist für die Erhaltung des Pflasters erforderlich. Die Wiederholung der Pflaster übereinander wird durch eingeschaltete Regressionsphasen oder durch ungleiche Schlickzufuhr bei gleichbleibend langsamer Senkung hervorgerufen. Alle genannten Merkmale lassen sich an fossilen Pflastern wiederfinden.

Die Schlickbildung setzt erst am Ende der Litorinasenkung ein. Die Entstehung der nordfriesischen Marschen in ihrer ehemaligen Ausdehnung wird erst durch die postlitorine Hebung ermöglicht. Ihre katastrophale Zerstörung ist die Auswirkung der heute noch andauernden, säkularen Senkung.

Die Untersuchung der Pflaster ergab, daß die Transgressionsvorgänge in abradierende und akkumulierende, d. h. den Untergrund angreifende (Transgressionskonglomerate und basale Sande) und lediglich „schlick"-auflagernde zu trennen sind.

Wo Pflaster in schlickähnlichen Sedimenten vorhanden sind, findet lediglich eine Akkumulation der Absätze des transgredierenden Meeres bei langsamer Senkung statt.

Für die Anregung zu der vorliegenden Arbeit sowie für die wertvolle Beratung bei den Geländearbeiten und der weiteren Ausgestaltung bin ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. WEIGELT zu größtem Danke verpflichtet. Außerordentlich erleichtert wurden meine Untersuchungen durch die Benutzung der Neuaufnahme von Amrum wie der dazu vom Reichsamt für Landesaufnahme angefertigten Fliegerphotographien, deren Veröffentlichung mit Genehmigung des Ministeriums für Landwirtschaft, Domänen und Forsten erfolgt. Für wertvolle Anregung und Überlassung von Material danke ich folgenden Herren auf das beste: Herrn Dr. VETTER, Herrn Dr. VOIGT, Herrn cand. rer. nat. WACKERNAGEL aus Halle, Herrn Direktor Professor Dr. WOLFF von der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin, Herrn Professor Dr. WÜST-Kiel. Herrn cand. geol. KORN verdanke ich die Anfertigung des Blockmodells.

Schriftenverzeichnis:

ATTERBERG, A.: Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. — Internat. Mitt. Bodenkde., 2, 1912.

BECKSMANN, E.: Die Entstehung der Geschiebe mit geborstener Oberfläche. — Z. für Geschiebeforsch., 4, 1928.

—: Die Verteilung der Schollen im norddeutschen Diluvium in ihrer Lagebeziehung zu den geophysikalischen Anomalien. — Z. für Geschiebeforsch., 7, 1931 [1931 a].

BERNT, W.: Die Dünen der Halbinsel Eiderstedt (Schleswig). — Dies. Jb., 50, Teil II, 1929.

BEYER, A.: Untersuchungen über Umlagerungen an der Nordseeküste, im besonderen an und auf der Insel Sylt. — Diss. Halle, 1901.

BORN, A.: Die Herkunft der kristallinen Gerölle des rheinischen Oberkarbon. — Neues Jb. Min., 58, Beilage, Bd. 1927.

—: Schwerezustand und geologische Struktur Deutschlands. Leipzig 1925.

BRAUN, G.: Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen. — Veröff. Inst. Meereskde., 1911.

VON BÜLOW, K.: Allgemein-geologische Beobachtungen im Wanderdünengebiet der Lebasee-Nehrung in Ostpommern. — Dies. Jb. 1929 [1929 a].

—: Postglaziale Senkung und Dünenbildung im NO-hinterpommerschen Küstenbereich. — Dies. Jb. 1929 [1929 b].

BUSCH, A.: Die Entdeckung der letzten Spuren Rungholts. — Jb. Nordfries. Ver. Heimatkde., 1923.

—: Neue Beiträge zur Frage der Bodensenkung in Nordfriesland. — Desgl. 1927.

Deecke, W.: Über Meerestransgressionen und daran anknüpfende Fragen. — Z. Deutsch. geol. Ges., 1916.
Ernt, W.: Über den oberen Gault von Lüneburg. — Z. Deutsch. geol. Ges., 73, 1921.
Forchhammer, G.: Die jütische Haide. — Z. allgem. Erdkunde, N. F., 1, 1856.
Frebold, H.: Deutung und erdgeschichtlicher Wert der Fossilkonzentrationen im Pläozoikum des Baltikums. — Z. für Geschiebeforsch., 4, 1928.
von Freyberg, B.: Zerstörung und Sedimentation der Mangroveküste Brasiliens. — Leopoldina, 6, 1930.
Geinitz, F. E.: Das Quartär von Sylt. — Neues Jb. Min., Beilagebd. 21, 1906.
Gripp, K.: Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. — Abh. naturw. Ver. Hambg., 21, 1927.
Gruner, H.: Die Marschbildungen an den deutschen Nordseeküsten. Berlin 1923.
Haack, W.: Die Gesteinsscholle von Schobüll. — Z. Deutsch. geol. Ges., 78, 1926.
Haack, W. & Reich, H.: Zur Frage des tieferen Untergrundes von Schleswig-Holstein. — Z. Deutsch. geol. Ges., 62, 1930.
Haage: Die deutsche Nordseeküste. — Dissertation, Leipzig 1899.
Häberlin: Beiträge zur Kenntnis des Diluviums auf Föhr. — Z. Deutsch. geol. Ges., 1911.
Hahne, H.: Ein mesolithischer Fundhorizont auf Sylt. — Mannus, Ergänz.-Bd. 6, 1928.
Hammermüller, B.: Laaland-Falster. — Dissertation, Leipzig 1907.
Hansen & Johansen: Naturhistorischer Bericht aus Amrum, Föhr und Sylt. — Schlesw.-Holst.-Lauenburg. Ges. Slg. vaterl. Altertümer, 1862/63.
Hartz, N.: Den submarine Torv på Sylt. — Dansk geol. Foren., 9, 1903.
Heck, H. L.: Über das Eem in Schleswig-Holstein. Erscheint demnächst.
Hucke, K.: Ein neues Vorkommen von silurischen Geröllen im Jungtertiär. — Z. für Geschiebeforsch., 3, 1927.
—: Neue Untersuchungen über das Pliozän in Pommern und Brandenburg. — Z. für Geschiebeforsch., 4, 1928 [1928 a].
—: Zur Verbreitung des Pliozäns in Norddeutschland. — Dies. Jb., 49, 1928 [1928 b].
Jessen, O.: Morphologische Beobachtungen an den Dünen von Amrum, Sylt und Röm. — Landeskundl. Forsch. geogr. Ges. München, 1914.
Johansen, Chr.: Die Steinsetzungen im Skalnastal auf Amrum. — Schlesw.-Holst.-Lauenburg. Ges., 1861 [1861 a].
—: Antiquarische Karte der Insel Amrum. — Jb. Landeskde. Herzogt. Schlesw.-Holst.-Lauenbg., 1861 [1861 b].
—: Beschreibung der nordfriesischen Insel Amrum. — Schleswig 1862.
—: Antiquarischer Bericht aus Amrum, Föhr und Sylt. — Schlesw.-Holst.-Lauenbg. Ges., 1863.
—: Muschelgräber auf Amrum. — Schlesw.-Holst.-Lauenburg. Ges., 1864.
—: Die Geesthöhen der Inseln Sylt, Föhr und Amrum hinsichtlich ihrer Bedeutung für die vaterländische Altertumskunde. — Schlesw.-Holst.-Lauenbg. Ges., 1868.
Jung, K.: Ergebnisse von Drehwagemessungen in Schleswig-Holstein. — Z. für Geophysik, 4, 1928.
Kaiser, E.: Die Diamantenwüste. Berlin 1926.
Kayser, E.: Lehrbuch der allgemeinen Geologie. I. Band, Stuttgart 1923.
Keilhack, K.: Das Rätsel der Lößbildung. — Z. Deutsch. geol. Ges., 1920.
Köppen, W.: Das System in den Bodenbewegungen und Klimawechseln des Quartärs im Ostseebecken. — Z. für Gletscherkde., 12, 1922.
Kranz, W.: Hebung oder Senkung des Meeresspiegels. — Neues Jb. Min., 1909.
Krause, A.: Einwirkung der Novemberflut 1909. — Jb. Nordfries. Ver. Heimatkde., 1911.
—: Die Insel Amrum. Eine Landeskunde. — Dissertation, Stuttgart 1913.
Madsen, Nordmann & Hartz: Eem-Zonerne. Studier over Cyprinaleret og ander Eem aflejringer i Danmark, Nord Tyskland og Holland. — Dansk. Geol. Unders., II. Raekke, 17, 1908.
Mager, F.: Der Abbruch der Insel Sylt durch die Nordsee. Eine historisch-geographische Untersuchung. — Veröff. Schlesw.-Holst. Universitätsges., 8, Breslau 1927.
Meyn, L.: Die geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung. — Abh. geol. Karte Preußen, 1, 1876.
Moritz, E.: Die Insel Röm. Veröff. Inst. Meereskde., 14, 1909.

NORDMANN, V.: En Klump sammenkittede Molluskeskaller fra Havbunden ved Laesø. — Dansk Geol. Foren., 1903.
NORDMANN, JESSEN & MILTHERS: Quartärgeologische Beobachtungen auf Sylt. — Dansk Geol. Foren., 6, 1923.
OLSHAUSEN, O.: Amrum. — Prähist. Z. Ergbd., 1915—1918, 1920.
ORDEMANN, W.: Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der deutschen Nordseeküste. — Dissertation, Halle 1912.
OTTSEN: Der Kreis Tondern. 1906.
POMPECKJ, J. F.: Referat über: Johan Kiaer, The lower Holmia Fauna at Tömten in Norway. — Neues Jb. Min., 1919.
—: Die Herkunft der Gerölle von Graniten, Gneisen und Quarziten im Transgressionskonglomerat des oberen Gault von Lüneburg. — Z. Deutsch. geol. Ges., 73, 1921.
REICH, H.: Die magnetischen Anomalien Norddeutschlands und ihre wahrscheinlichen Ursachen. — Z. Deutsch. geol. Ges., 79, 1927.
—: Zur Frage der regionalen magnetischen Anomalien, insbesondere derjenigen Norddeutschlands. — Z. für Geophysik, 4, 1928 [1928 a].
—: Lokale und regionale magnetische Anomalien in Schleswig-Holstein. — Z. für Geophysik, 4, 1928 [1928 b].
REITZ, H.: Spuren arider Wüsten im Diluvium Schleswig-Holsteins. — Zentralbl. für Min., 22, 1921.
RICHTER, R.: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie, III—IV. — Senckenbergiana, 4, 1921.
RÖPKE, W.: Der geologische und morphologische Bau der baltischen Endmoränenzone in Ostpommern. — Leopoldina, 6, 1930.
SCHARF, W.: Die geologischen Grundlagen des Küstenschutzes an der deutschen Nordseeküste. — Schr. Ver. Naturk. Unterweser, N. F., 4, 1929.
—: Die Faziesgebiete von Watt und Nordsee. — Aus: K. VON BÜLOW, Alluvium, Berlin 1930.
SCHUCHT, F.: Die Entstehung der ostfriesischen Inseln. — 4. Jber. Niedersächs. geol. Ver., 1911.
SCHÜTTE, H.: Neuzeitliche Senkungserscheinungen an unserer Nordseeküste. — Jb. Oldenbg. Ver. Altertumsk., 16, 1908.
—: Krustenbewegungen an der deutschen Nordseeküste. — „Aus der Heimat", Stuttgart 1927 [1927 a].
—: Die Senkung der deutschen Nordseeküste und ihr Beweis durch das Oberahnesche Feld im Jadebusen. — Natur u. Museum, 1927 [1927 b].
—: Nordfrieslands Werdegang. — Nordfriesland. Heimatbuch für die Kreise Husum und Südtondern. Husum 1929.
STOLLEY, E.: Zur Geologie der Insel Sylt. I. Die Austernbank am Panderkliff. — Archiv Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holst., 3, 1900 [1900 a]. II. Cambrische und silurische Gerölle im Miocän. — Ebenda, 4, 1901 [1901 b]. III. Die Gliederung des Quartärs. — Ebenda, 4, 1901 [1901 c].
—: Geologica varia von den Nordseeinseln. — 23. Ber. Niedersächs. geol. Ver., 1929.
STRUCK, R.: Übersicht über die geologischen Verhältnisse in Schleswig-Holstein. — Festschrift 17. Deutsch. Geogr.-Tag Lübeck, 1909. 1910.
TODE, A.: Aus der Urgeschichte Nordfrieslands. — Heimatbuch für die Kreise Husum und Südtondern. — Nfr. V., Husum 1929.
TORNQUIST, A.: Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910.
TROEDSSON, G. T.: Über die präglaziale Verbreitung des Kambrosilurs in Südschweden und im Baltikum. — Z. für Geschiebeforsch., 3, 1927.
VOIGT, E.: Die Lithogenese der Flach- und Tiefwassersedimente des jüngeren Oberkreidemeeres. — Jb. Hall. Verb. Erforsch. mitteldeutsch. Bodenschätze, N. F., 8, 1929.
—: Der Kippschollenbau der Halbinsel Schonen. — Z. für Geschiebeforsch., 4, 1930.
WALTHER, J.: Das Gesetz der Wüstenbildung. — Leipzig 1912.
—: Die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel. — Anhang Abhandl. Akad. Wiss., Berlin 1910.
WAHNSCHAFFE, F.: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — Stuttgart 1909.
WEBER, C. A.: Über Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Föhrde. — Engler's bot. Jahrb., 35, 1904.
WEIGELT, J.: Geologie und Nordseefauna. — Der Steinbruch, 14, 1919.

—: Die Flachmeersäume und die Gesetzmäßigkeit ihres geologischen Baues. — Z. Deutsch. geol. Ges., **72**, 1920 [1920 a].
—: Die mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. — Jb. Hall. Verb. Erforsch. mitteldeutsch. Bodenschätze, **1**, 1920 [1920 b].
—: Die mitteloligocäne Transgression und die Frage ihrer zweckmäßigen Ausnutzung. Eine Anwendung der Gesetzmäßigkeiten natürlicher Aufbereitungsvorgänge in ihrer Bedeutung für die Sedimentpetrographie. — Ebenda, **3**, 1922.
—: Angewandte Geologie und Paläontologie und das Erzlager von Salzgitter. — Fortschr. Geol. u. Paläont., H. 4, 1923 [1923 a].
—: Die Gesetzmäßigkeiten natürlicher Aufbereitungsvorgänge und die Entstehung des Erzlagers von Salzgitter. — Verh. Deutsch. Eisenhüttenleute, 4. Ber. d. Erzausschusses, 1923 [1923 b].
—: Die Bedeutung der natürlichen Aufbereitung für die Geschiebeforschung. — Z. für Geschiebeforsch., **3**, 1927.
—: Der tektonische Unterbau der mitteldeutschen Hauptscholle. — Festschr. 23. Deutsch. Geogr.-Tag Magdeburg. Braunschweig 1929.
Wetzel, W.: Beiträge zur Sedimentpetrographie des Nordseebodens, insbesondere des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres. — Wiss. Meeresunters., Abt. Kiel, **21**, 1930.
Wolff, W.: Bericht über die Exkursionen nach Langenfelde und nach Flensburg, Donderburg und Steensigmoos (Halbinsel Broacker). — Z. Deutsch. geol. Ges., 1909.
—: Geologische Beobachtungen auf Sylt nach der Dezemberflut 1909. — Z. Deutsch. geol. Ges., 1910.
—: Ein neuer Fundpunkt der sogen. Eem-Fauna in Nordfriesland. — Z. Deutsch. geol. Ges., **70**, 1918.
—: Die Entstehung der Insel Sylt. — Hamburg 1928.
Wüst, E.: Die geologische Entwicklung Schleswig-Holsteins seit der letzten Vereisung. — Schr. naturw. Ver. Schlesw.-Holst., **17**, 1926.
Zeise, O.: Beitrag zur Geologie der nordfriesischen Inseln. — Ebenda, **8**, 1891.

Nachtrag:

Becksmann, E.: Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Sylt) und damit zusammenhängenden diluvial-geologische Fragen. — Neues Jb. Min., 66. Beilage-Bd., 1931 [1931 b].
von Freyberg, B.: Der Aufbau des unteren Wellenkalkes im Thüringer Becken. — Neues Jb. Min., 1922.
Gripp, K.: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. naturw. Ver., Hamburg 1929.
Weigelt, J.: Über Biostratonomie. Eine Betrachtung zu Dollo's siebzigstem Geburtstag. — „Der Geologe", Nr. 42, 1927.

Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers

1. Äussere, Rosenthaler und Velgaster Randlage

Von Julius Hesemann in Berlin

(Hierzu Tafel 9)

Es liegt in der Eigenart der aus vielen Einzelgletschern Fennoskandiens zusammengesetzten diluvialen Gletschermasse Norddeutschlands begründet, daß der Geschiebeinhalt der jeweiligen Ablagerungen stark durchmischt ist. Für den Odergletscher liegen die Verhältnisse wegen der geringeren Entfernung des Eisrandes vom Eiszentrum günstiger. Außerdem ist in Ansehung der langen, einander parallelen Seenrinnen mit einem gleichartigen, konstanten Verlauf von Eissträngen innerhalb des Odergletschers zu rechnen. Gleichwohl ist natürlich eine nachdrückliche Vermischung der Geschiebe der verschiedenen Herkunftsgebiete eingetreten, so daß sich qualitative Unterschiede im Geschiebeinhalt längs der Endmoränenfront nicht ergeben. Quantitative Verschiebungen in der Beteiligung der einzelnen Herkunftsgebiete sind dagegen deutlich festzustellen. Nur kann man in dem Schuttwall einer Gletscherzunge vieler vereinigter Einzelgletscher, wie ihn der Odergletscher mit seinen Randlagen darstellt, kein gesetzmäßiges, kontinuierlich sich veränderndes Haufwerk erwarten. Es ist nicht so, daß im Streichen der Geschiebepackungen spektrengleich Gesteine von Finnland, von Ångermannland, Dalarne, Stockholm usw. aufeinanderfolgen. Es liegen vielmehr bunt durcheinandergewürfelte Geschiebegemeinschaften vor. Und es geht auch nicht an, nach einzelnen, bestimmten Geschieben zu suchen. Das Bemühen hätte für unsere Zwecke keinen Sinn, denn häufige Geschiebe würden wir oft, seltene selten, aber alle überall bei einigem Suchen finden können. Zweckmäßig ist die Zusammenfassung von Geschieben nach ihren Heimatgebieten zu Gruppen von natürlicher Zusammengehörigkeit. Wenn man nun das jeweilige Beteiligungsverhältnis dieser Geschiebegruppen (Finnland—Åland-Bezirk, Nord-, Mittelschweden und Ostsee-Gruppe, das südschwedische Gebiet mit Bornholm und als letzte Gruppe Norwegen) an der Zusammensetzung der Geschiebepackungen berücksichtigt, dann erhält man tatsächlich ein gewisses „Spektrum" der Geschiebeführung. Jetzt sieht man, daß im Streichen der Endmoränen ganz allmählich, mit häufigen Rückfällen, ein Heimatgebiet der Geschiebe durch ein anderes abgelöst wird.

Die jeweiligen Ergebnisse lassen sich nun nach der dänischen Methode (Milthers, 1923), die nur einzelne Repräsentanten der Geschiebegruppen herausgreift, oder nach der von mir vorgeschlagenen (Hesemann, 1930, S. 191; 1931 a, S. 715) ausdrücken. In den von mir angegebenen Verhältniszahlen bedeuten die einzelnen Ziffern Zehnerprozente der obengenannten Geschiebegruppen, so daß beispielsweise die Verhältniszahl 2350 besagt, daß von dieser Geschiebegemeinschaft 20% aus Finnland-Åland, 30% aus Nord-,

Mittelschweden und dem Ostseegebiet, 50% aus Südschweden und von Bornholm und 0% aus Norwegen stammen. In dieser Weise sind 114 Einzelbestimmungen ausgeführt worden.

Äußere Randlage des Odergletschers. Die Ergebnisse der Bestimmungen sind in der Tabelle am Schluß zusammengestellt, bezüglich der Lage der Untersuchungspunkte sei außerdem auf die Tafel 9 verwiesen.

Typisch für den Odergletscher ist die starke Vormacht von Gesteinen aus Småland und Bornholm. In der Mitte der Randlage machen sie fast die gesamte Masse der Geschiebelagerstätten aus, auf den Flügeln geht ihr Anteil zugunsten der östlichen Geschiebegruppen zurück. Die Geschiebeverteilung ergibt ein annähernd symmetrisches Bild für die beiden Flügel des Odergletschers; die Symmetrieverhältnisse sind dadurch verzerrt, daß der Prozentsatz der südschwedischen Geschiebe auf dem Westflügel langsamer nach Norden hin abnimmt als auf der gleichen Höhe des Ostflügels. Der Platztausch der südschwedischen Geschiebegruppen mit der finnisch-åländischen Gruppe ist, wenn auch nur in quantitativer Hinsicht und mit manchen Unregelmäßigkeiten, offensichtlich von der Mitte nach den Flügeln des Odergletschers zu verfolgen. Geschiebe von Finnland, Åland, Nord-, Mittel- und Südschweden sowie von Bornholm bilden zwar ein buntes Gemisch, lassen jedoch im Streichen der Endmoräne eine quantitative Gliederung erkennen. Norwegische Geschiebe sind nicht gefunden; bei der tiefen Einschnürung der Gletscherfront im Kattegat (HESEMANN, 1931 b, S. 149) ist auch ein Transport nach Südosten nicht mehr zu erwarten. Geschiebe aus Nord- und Mittelschweden sowie vom Ostseeboden sind in gleichbleibender Menge innerhalb der äußeren Randlage verteilt.

Zur besseren Beurteilung der Abwandlung des Geschiebeinhaltes kann man die Randlage in mehrere Abschnitte zerlegen (siehe Tabelle 1).

Tabelle 1

Die Beteiligung von ostfennoskandischen und südschwedischen Geschieben am Aufbau der äußeren Randlage

Abschnitt der Randlage	Ungefähre Beteiligung in Prozenten		Geologische Stellung
	Finnland-Åland-Gruppe	Südschweden und Bornholm	
Callies-Neuwedell	60	<20	ältere Moränen
Dramburg-Cölpin	40	>20	Odergletscher
Cölpin-Karzig	40	>30	
Karzig-Mohrin	30	>40	
Mohrin-Karlstein	20	>50	
Karlstein-Templin	10	>70	
Templin-Waren	<20	>60	
Waren-Hagenow	<40	>50	ältere Moränen
Dänemark	40	20	Belt-Vorstoß

Bei diesen willkürlich vorgenommenen Einschnitten erfolgt innerhalb des Odergletschers eine sprunghafte Änderung der Beteiligungsverhältnisse der beiden Geschiebegruppen um je 10%, aber außerhalb des Odergletschers bei Waren und Callies ist ein bedeutend größerer Hiatus vorhanden. Die Geschiebegemeinschaften zeigen hier einen ganz fremden Charakter, die bisher herrschende südschwedische Gruppe tritt zugunsten der übrigen zurück. Bei Callies ist diese Tendenz sehr deutlich, nordöstlich von Waren bahnt sie sich

erst an und ist auf den dänischen Inseln ebenfalls eindeutig zuungunsten der südschwedischen Gesteine verschoben.

Der Odergletscher zeichnet sich also durch seine Geschiebeführung von der übrigen anschließenden Randlage der Pommerschen Phase ab. Wie in den früheren Stadien der Weichsel-Vereisung (HESEMANN, 1931 a, S. 755) wurden in der Vorstoßphase des Pommerschen Stadiums auf der ganzen Front Geschiebewälle mit typischer gleichmäßiger Durchmischung (40% Finnland-Åland-Geschiebe, 30% nord- und mittelschwedische, 30% südschwedische Gesteine) aufgeschüttet (in Dänemark Belt-Vorstoß mit Verhältniszahl 4420). Mit dem Absterben des Eises im westlichen Ostseeabschnitt breitet sich der südschwedische Gletscher aus und erfüllt während der Hauptphase der äußeren Randlage des Odergletschers die Depression der Odermündung. Da im östlichen Teil der großen baltischen Moräne der Ostseegletscher noch tätig ist, wird im Kontaktgebiet naturgemäß das beiderseitige Moränenmaterial verwischt, d. h. der Anteil der südschwedischen Gesteine im Vergleich zum Westflügel etwas herabgemindert.

Rosenthaler Staffel. Die Geschiebeführung entspricht der Eigenschaft der Staffel und der Moränen auf Langeland als Staumoränen eines im wesentlichen auf die Ostseefurche beschränkten Gletschers. Das Hauptkontingent der Geschiebe wird daher von Åland- und Finnland-Gesteinen gestellt, deren Anteil an den Geschiebegemeinschaften zwischen 30 und 70%, durchschnittlich 55% ausmacht (siehe Karte auf Tafel 9 und Tabelle 2). Indessen ist auch im Streichen der Rosenthaler Staffel eine eindeutige quantitative Änderung der Geschiebeführung festzustellen. Die Geschiebeverhältnisse des Langeland-Vorstoßes (Verhältniszahl 5320 nach MILTHERS, 1908, S. 200) passen sehr gut zu den deutschen Ergebnissen.

Das Eis mußte also vor der Rosenthaler Phase bis fast zu seinen Wurzeln abgeschmolzen sein, ehe es zu dem neuen Vorstoß mit veränderten Bewegungsrichtungen schritt.

Velgaster Staffel. Der Langeland-Vorstoß stellte einen sehr kräftigen Vorstoß bis in den äußersten Westen der Ostsee dar, so daß die südschwedischen Gletscher nicht zur richtigen Ausdehnung kamen, dafür aber um so mehr ostfennoskandisches Material verfrachtet wurde. Während der Velgaster Phase folgt das Eis wieder im wesentlichen der Ostseefurche, da es aber kaum über die Rügener Linie hinausgelangt, tritt der südschwedische Gletscher deutlicher hervor. Das besagt unzweideutig der Geschiebeinhalt, der im Streichen ein erhebliches quantitatives Gefälle in der Zusammensetzung der Geschiebegemeinschaften aufweist. Haben auf Usedom åländische und finnische Geschiebe mit 60% den Vorrang, so erreichen am Westende der Staffel bei Barth die südschwedischen Geschiebe fast den gleichen Prozentsatz. Die Endmoränen bei Grimmen und Greifswald weisen Mittelwerte auf (vgl. die Karte und Tabelle 2).

Mit der Schrumpfung des Gletscherareals wird auch die Differenzierung der Geschiebe nach ihren Herkunftsgebieten stärker und auf kurze Entfernung zusammengedrängt. Zu solchen Abwandlungen des Geschiebeinhaltes, die sich hier auf einer Front von 120 km abspielen, bedurfte es in den vorhergehenden Phasen weit längerer Fronten. Nahm doch der Odergletscher für eine ähnliche Differenzierung rund 300 km Front in Anspruch, während die Randlagen der Saale-Vereisung und des Warthe-Stadiums noch geringere Änderungen auf mehrere 100 km Entfernung aufweisen.

Tabelle 2

Zusammenstellung der Geschiebezählungen

Nr. des Aufschlusses	Verhältniszahl	Gesteine von Finnland	Åland-Rapakiwi	Åland-Granit	Åland-Porphyr	Rödö-, Ragunda-, Ångermannland-Gest.	Brauner Ostsee-Porphyr	Roter Ostsee-Porphyr	Dalarne-Porphyr	Dalarne-Mikrogranit	Grönklitt-Porphyrit	Stockholmgranit	Upsalagranit	Smålandgranit	Smålandporphyr	Småland-Hälleflinta	Flivikgranit	Grafverfors-granit	Bornholmgranit	Bohuslängranit
1	5410	—	10	7	1	—	2	2	8	1	1	—	—	1	—	1	—	—	—	—
2	6310	—	15	1	3	—	7	1	2	—	—	—	2	—	—	1	1	—	—	—
3	5320	—	7	1	1	—	—	—	4	—	—	—	—	2	1	1	—	—	—	—
4	6310	1	14	2	—	—	5	—	3	—	—	—	1	2	1	—	—	—	—	—
5	4420	—	8	1	1	1	1	—	4	1	1	1	1	3	—	—	—	—	2	—
6	7210	—	10	2	2	—	1	—	4	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
7	5500	—	5	2	—	—	3	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	5410	—	4	2	1	—	2	—	4	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—
9	4340	—	13	3	2	—	3	—	4	1	3	—	1	8	1	3	1	1	—	—
10	3250	—	7	1	—	—	1	—	2	2	—	—	—	5	1	5	—	—	1	—
11	3430	—	5	1	—	—	—	—	—	—	2	—	—	5	—	1	—	—	—	—
12	3340	—	5	—	—	—	3	—	1	—	—	—	1	5	—	—	—	—	—	—
13	4330	—	7	3	2	—	6	—	2	—	—	—	1	3	1	3	—	—	1	—
14	3340	7	12	2	1	—	2	—	5	2	3	1	6	18	3	1	—	1	3	1
15	4150	1	12	5	1	1	1	—	—	—	1	—	—	11	4	2	—	—	2	—
16	3340	2	6	2	—	—	1	—	2	1	1	—	3	9	2	—	1	1	2	—
17	5230	—	8	2	1	—	1	—	3	—	1	—	1	5	—	2	—	—	—	—
18	2530	—	5	3	1	—	13	1	2	—	4	—	1	4	1	5	—	—	1	—
19	5230	—	31	10	7	—	13	1	12	—	3	—	—	6	4	19	—	—	—	—
20	4240	—	17	2	3	—	5	1	2	—	1	—	1	8	1	14	—	—	—	—
21	5140	—	13	—	2	—	3	—	1	—	—	—	—	6	1	4	1	—	1	—
22	4240	—	7	3	1	—	3	—	2	—	1	—	—	2	2	4	—	1	1	—
23	4420	—	11	4	—	—	7	1	7	—	2	—	—	3	—	4	—	—	1	—
24	4240	—	12	1	—	—	3	—	1	—	—	—	—	4	2	6	—	—	—	—
25	2350	—	4	1	—	—	7	1	3	—	2	—	—	6	2	8	—	—	1	—
26	3340	—	7	2	1	—	7	—	6	—	1	—	—	1	1	12	—	—	—	—
27	4330	—	8	1	2	—	4	—	3	—	—	—	—	—	1	5	—	—	—	—
28	4330	—	9	—	1	—	4	—	3	—	—	—	1	3	3	1	—	—	—	—
29	4330	—	6	—	—	—	1	—	—	—	—	—	2	4	—	—	—	—	—	—
30	5230	—	10	1	—	—	1	2	2	—	—	—	—	2	—	3	—	—	—	—
31	2350	—	7	1	2	—	5	1	6	—	4	—	—	5	1	13	—	—	—	—
32	4330	—	24	3	1	—	10	—	9	—	—	—	3	9	2	9	—	2	—	—
33	3340	—	9	3	—	—	3	—	7	—	2	1	—	1	2	11	—	—	—	—
34	4330	—	10	3	1	—	3	1	7	—	1	—	—	1	—	8	—	—	—	—
35	3430	—	10	1	3	—	10	—	4	—	2	—	1	1	2	7	—	—	—	—
36	3340	—	8	1	1	—	5	1	2	—	2	—	—	3	1	9	—	—	—	—
37	4340	—	9	3	—	1	1	—	1	—	—	—	2	9	—	1	—	1	1	—
38	2440	—	3	1	1	—	3	—	3	—	2	—	—	1	—	7	—	—	—	—
39	3250	—	6	2	1	—	2	—	4	—	1	—	1	2	—	12	—	—	—	—
40	3430	—	10	1	—	—	3	1	6	—	5	—	1	1	2	9	—	—	—	—
41	5230	—	13	1	—	—	1	—	3	—	1	—	—	1	—	8	—	—	—	—
42	4240	—	8	1	—	—	3	—	1	—	—	1	1	3	—	6	—	—	1	—
43	3340	—	7	3	4	—	8	1	5	1	—	—	—	2	2	11	—	—	—	—
44	3160	—	5	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	3	1	12	—	—	—	—
45	2170	—	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	3	6	—	—	—	—
46	3340	—	8	1	—	—	2	1	3	—	2	—	—	6	1	3	—	—	—	—
47	3250	—	3	1	—	—	1	—	1	—	1	—	—	—	2	4	—	—	—	—
48	4240	—	10	—	1	—	1	—	3	—	1	—	—	3	3	8	—	—	—	—
49	3250	—	11	5	2	—	2	1	6	—	—	—	—	4	1	8	—	—	—	—
50	2170	—	4	1	1	—	1	—	—	—	1	—	—	3	1	12	—	—	—	—

Nr. des Aufschlusses	Verhältniszahl	Gesteine von Finnland	Åland-Rapakiwi	Ålandgranit	Ålandporphyr	Rödö-, Ragunda-, Angermannland-Gest.	Brauner Ostsee-Porphyr	Roter Ostsee-Porphyr	Dalarneporphyr	Dalarne-Mikrogranit	Grönklitt-Porphyrit	Stockholmgranit	Upsalagranit	Smålandgranit	Smålandporphyr	Småland-Hälleflinta	Flivikgranit	Grafverforsgranit	Bornholmgranit	Bohuslängranit
51	1180	—	3	1	—	—	—	2	1	—	1	—	—	17	7	12	2	2	6	1
52	1180	—	2	—	1	—	1	—	1	—	—	—	1	3	2	25	—	—	2	—
53	00100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	6	—	—	3	—
54	1180	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	8	2	8	—	—	6	—
55	1180	—	1	1	—	—	1	1	—	—	1	—	—	3	3	16	—	—	4	—
56	1180	—	1	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	7	2	11	—	—	7	—
57	0190	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3	1	14	—	—	2	—
58	00100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	9	—	—	1	—
59	1180	—	1	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	5	1	40	—	—	4	—
60	1180	—	3	—	1	—	1	—	2	—	1	—	1	15	3	30	—	1	7	—
61	1180	—	4	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	4	3	20	—	—	3	—
62	1270	1	—	—	1	—	—	—	2	—	—	1	—	10	—	3	—	—	10	1
63	1360	—	1	—	1	—	—	—	2	—	1	—	—	2	2	3	—	—	—	—
64	2260	1	—	1	1	—	—	—	3	—	—	—	1	2	1	3	—	1	3	—
65	1180	1	7	3	1	1	5	—	4	—	2	5	2	37	4	46	1	2	25	—
66	2170	—	8	—	—	—	2	—	—	—	—	—	2	9	1	16	—	—	3	—
67	2260	—	2	4	—	—	3	1	1	—	—	—	—	3	—	17	—	1	—	—
68	2260	—	4	—	2	1	5	—	2	—	2	—	—	7	1	25	—	—	—	—
69	1270	—	4	1	1	—	6	—	2	—	—	—	—	5	3	27	—	—	3	—
70	2170	—	8	—	1	—	3	—	—	1	1	—	—	3	3	18	—	1	1	—
71	1180	—	5	—	—	—	3	—	1	—	1	—	—	4	1	15	—	1	2	—
72	2260	—	8	4	3	1	6	—	4	—	—	—	—	4	5	29	—	—	2	—
73	1180	—	2	1	—	—	2	—	1	—	—	—	—	5	2	18	—	—	1	—
74	3160	—	12	8	4	—	3	—	1	—	1	—	—	2	5	31	—	—	—	—
75	2170	—	5	5	—	—	4	—	1	1	—	—	—	6	1	26	—	—	1	—
76	3160	—	12	5	6	—	5	1	2	—	1	—	2	15	6	32	—	—	1	—
77	4150	—	4	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—	2	1	5	—	—	—	—
78	2260	—	8	2	2	—	6	1	1	—	—	—	—	—	7	24	—	—	—	—
79	3250	—	2	2	—	—	2	—	—	—	—	—	1	1	—	5	—	—	—	—
80	3250	—	3	—	—	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—	4	—	—	1	—
81	2530	—	2	1	2	1	8	1	1	—	—	—	—	2	1	3	—	—	1	—
82	3340	—	3	1	—	—	3	1	2	—	—	—	—	1	—	7	—	—	—	—
83	2350	—	5	—	—	1	6	1	—	—	1	—	—	1	—	10	—	—	1	—
84	4150	—	18	2	1	—	—	—	1	—	—	—	3	9	6	8	—	2	4	—
85	3340	—	3	2	1	—	3	2	2	—	—	—	—	1	—	10	—	—	—	—
86	6130	—	9	1	1	—	2	—	—	—	—	—	—	1	—	6	—	—	—	—
87	4150	2	11	1	1	—	4	2	—	—	—	—	—	2	1	16	—	—	3	1
88	4150	—	8	1	—	—	—	—	—	—	—	1	2	3	3	5	—	1	2	—
89	3160	1	7	—	2	—	1	—	—	—	—	—	2	6	1	10	—	—	1	—
90	5320	2	10	3	4	—	4	1	—	—	—	—	—	1	2	9	—	—	—	—
91	4240	—	5	3	—	—	3	—	—	—	—	1	—	—	1	7	—	—	—	—
92	5320	—	13	1	2	—	5	—	—	—	—	1	—	—	1	10	—	—	—	—
93	4240	—	5	2	1	—	2	—	1	—	—	—	—	—	1	6	—	—	—	—
94	4240	—	13	4	3	—	—	1	5	—	2	—	1	1	3	18	—	—	—	—
95	6130	1	15	3	2	—	1	—	—	—	—	—	—	2	1	9	—	—	—	—
96	6130	1	28	2	2	—	2	—	2	—	—	—	1	6	1	13	—	—	—	—
97	4240	—	20	1	—	—	3	—	—	—	—	1	2	5	4	9	—	1	1	—
98	5140	1	35	6	1	—	3	—	2	—	—	—	—	4	1	22	—	1	2	—
99	6130	1	22	7	3	—	3	1	1	—	2	—	—	7	1	8	—	—	—	—
100	6130	—	25	5	1	—	1	—	3	—	1	—	1	3	1	12	—	—	—	—
101	5140	—	30	3	2	—	4	—	4	—	1	1	1	5	1	20	—	—	2	—
102	6130	—	25	5	—	—	2	—	2	—	—	—	—	—	1	12	—	1	—	—
103	7120	—	17	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	6	—	—	—	—
104	3160	—	14	2	—	1	3	—	—	—	—	—	1	11	3	13	—	—	3	—

Nr. des Aufschlusses	Verhältniszahl	Gesteine von Finnland	Åland-Rapakiwi	Ålandgranit	Ålandporphyr	Rödö-, Ragunda-, Ångermannland-Gest.	Brauner Ostsee-Porphyr	Roter Ostsee-Porphyr	Dalarneporphyr	Dalarne-Mikrogranit	Grönklitt-Porphyrit	Stockholmgranit	Upsalagranit	Smålandgranit	Smålandporphyr	Småland-Hälleflinta	Flivikgranit	Grafverfors-granit	Bornholmgranit	Bohuslängranit
105	4150	—	7	2	1	—	3	—	—	—	—	—	—	1	1	11	—	—	—	—
106	6130	—	14	4	—	—	2	—	—	—	—	—	1	2	—	6	—	—	—	—
107	4240	—	4	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	5	—	—	—	—
108	4150	—	14	3	1	—	2	1	1	—	—	—	2	8	4	9	—	—	1	—
109	6130	—	8	2	1	—	2	—	1	—	—	—	—	3	1	2	—	—	—	—
110	4240	—	8	3	—	—	3	1	1	—	1	—	—	1	1	10	—	—	—	—
111	5320	—	12	1	3	—	9	—	1	—	1	—	—	1	2	6	—	—	—	—
112	5320	—	8	2	—	—	2	—	2	—	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—
113	6130	1	12	2	2	—	2	—	—	—	—	—	—	3	1	7	—	—	—	—
114	7120	—	6	2	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—

Die Geschiebeführung ermöglicht also Rückschlüsse auf die Geschichte des Odergletschers, die nach meiner Auffassung in bester Übereinstimmung mit den geologischen Verhältnissen steht. Die Abgrenzung, die einzelnen Randlagen des Odergletschers und seine Stellung innerhalb der Pommerschen Phase sollen daher kurz erörtert werden.

Wie die Gletscher der großen nordamerikanischen Seen, der Vorstoß des Eises in den Kessel des Glatzer Berglandes, der Eisvorstoß in die Münstersche Bucht lehren, sind große Depressionen oft wegweisend für die Ausbreitung des diluvialen Eises gewesen. Für das nordeuropäische Diluvium hat erst kürzlich S. von Bubnoff (1931) den Einfluß der großen uralten Senken von Nordsee und Weißem Meer auf die Ausbreitung des Eises gezeigt und darauf hingewiesen, daß auch die kleineren Senken von der diluvialen Eistransgression nachgezeichnet werden. Als sich das nordeuropäische Inlandeis etwa von der Weichsel-Vereisung ab auf die elliptische Umgrenzung Fennoskandiens beschränkte, gewinnt die Ostseefurche mit den anhängenden Depressionen maßgeblichen Einfluß auf den Verlauf der Gletscherbahnen. Diese Tendenz gipfelt während des Pommerschen Stadiums. Aus dem Ostseebecken fließt das Eis in die fünf anliegenden Depressionen ab und bildet den Weichsel- und Oderbogen, die Bögen um die Lübecker Bucht, um die Belte und den dänischen Sund. Infolge dieser offensichtlichen Abhängigkeit der Gletscherbahn von der Topographie darf man eine Einflußnahme auf die Geschehnisse einer Vereisungsphase im einzelnen erwarten. Es wäre nämlich denkbar, daß das Eis in der Vorstoßphase von den gegebenen Depressionen gleichmäßig Gebrauch machen würde, während der Haupt- und Rückzugstadien aber sich den jeweiligen Bedingungen der einzelnen Depressionen unterwerfen würde. Mit anderen Worten, es besteht die Möglichkeit, daß die zu einer einheitlichen Gletschermasse vereinigten Einzelgletscher Fennoskandiens sich in ihrem Unterlauf in mehrere Zungen auflösen, die ihr besonderes Eigenleben führen oder sich gegenseitig stören können. Diese Entwicklung ist im Odergletscher verwirklicht. Er ist aber auch deshalb interessant, weil er in den folgenden Phasen, nach weiterer Reduktion der Inlandeismasse und mit dem Rückzug aus den Depressionsgebieten, wieder eine Vereinheitlichung des Gletscherstromes im Unterlauf erkennen läßt.

Dem Odergletscher kommt wegen seiner Größe besondere Bedeutung zu. Er ist mit einer Ausbuchtung von 75 km Tiefe und einer Moränenfront von 300 km Länge der bedeutendste Lobus des Pommerschen Stadiums. Selbst wenn man ihm also nicht den Umfang zubilligt, mit dem ihn sein Erforscher und Taufpate K. KEILHACK (1899, S. 105) bedacht hat. Danach soll er von Malchow in Mecklenburg bis Karthaus im östlichsten Ostpommern reichen und hier unmittelbar an den Weichsellobus angrenzen. Zweckmäßiger wird man nur die wirkliche Ausbuchtung der Moränenfront aus der WSW—ONO-Richtung, also etwa von Waren in Mecklenburg bis Dramburg in Pommern zum Odergletscher rechnen (vgl. auch von BÜLOW, 1926, nach ihm von Lübeck bis Nörenberg). Geologisch hat man über den Zwickel zwischen Oder- und Weichselgletscher, etwa mit Köslin als Zentrum, sowieso schon anders verfügt, indem man ihn als typisches Toteisgebiet (von BÜLOW, 1926, S. 103) zwischen noch tätigen Gletschern beschrieben hat. WOLDSTEDT wiederum spannt den Bogen viel weiter, indem er aus genetischen Gründen die Geburtsstunde des Odergletschers von den ersten Anzeichen einer Einschnürung der Moränenfront zwischen Oder und Weichsel an rechnet. Nach ihm (WOLDSTEDT, 1931, S. 61) bildet sich eine deutliche Trennung erstmalig im sogenannten Kolmarer Stadium heraus, das eine jüngere Randlage des Frankfurter Stadiums darstellt. Während aber der Weichselgletscher schon vom Beginn des Frankfurter Stadiums ab eine besondere Aktivität in dem lobenartigen Übergreifen über ältere Eisrandlagen erkennen läßt, beginnt für den Odergletscher die Zeit des selbständigen Eigenlebens erst vom Beginn der Pommerschen Phase ab. Die Endmoränen zwischen der Pommerschen und Frankfurter Randlage zeigen ziemlich gleichbleibenden Geschiebebestand. Dagegen zeichnet sich innerhalb der inneren Baltischen Endmoräne der von Waren bis Dramburg reichende Oderbogen durch seine eigenartige Geschiebeführung aus. Ich halte daher an meiner Abgrenzung des Odergletschers fest und bezeichne den die Odermündung umgebenden Abschnitt der inneren Baltischen Endmoräne als äußere Randlage des Odergletschers. Für die Selbständigkeit des Odergletschers sprechen noch andere Gründe, deren Erörterung aber erst nach einer Skizzierung der geologischen Verhältnisse geschehen soll.

Die sogenannte baltische Hauptendmoräne umrahmt die Depression der Odermündung in der Form eines flachen Halbkreises mit der Oder als Radius. Die Oder trennt den Bogen bei Oderberg in spiegelbildlich sich entsprechende Hälften. Die große Breite der Endmoränenzone ist bemerkenswert. Am schmalsten ist sie auf dem Ostflügel mit 15 km Breite entwickelt, auf dem Westflügel ist sie etwa 40 km breit und dehnt sich im Zentrum, bei Joachimsthal, über 70 km aus (siehe die Karten von KEILHACK, 1921, 1930). Sie ist hauptsächlich als Kuppige Grundmoränenlandschaft entwickelt und trägt am Außenrand einen zwar nicht lückenlosen, aber dafür oft mehrfach gestaffelten Wall von Geschiebepackungen. Stellenweise vertritt die Kuppige Grundmoränenlandschaft allein die Endmoräne, so besonders im Raume von Templin und Berlinchen. Andererseits sind, wie z. B. bei Karlstal und Nörenberg, stärkere Geschiebeanhäufungen vorhanden, als die Karten von KORN (1916) und KEILHACK (1921) erkennen lassen. Hier sind mehrgliedrige Loben von Geschiebewällen vorhanden, so z. B. bei der amphitheatralischen Umrandung des Westteils vom Glambeck-See mit karähnlichen Talanfängen. In Wirklichkeit dürften die Geschiebepackungen im Untergrund eine viel stärkere Massierung und größere Verbreitung aufweisen als an der Oberfläche.

Die einzelnen Kuppen, Rücken und Wälle aus mehr oder weniger reinen Blockpackungen stellen gewöhnlich nur die Spitzen oder Grate eines mächtigen Geschiebesockels dar. Wo immer auch tiefe Aufschlüsse die Endmoräne im Querschnitt freigelegt haben, überall erscheint am ehemaligen Eisrand ein mächtiges Mauerwerk von Blöcken, Geröllen, Kiesen und Sanden, das sich in „auskeilender Wechsellagerung" (Keilhack, 1894, S. 203) mit Sander- und Grundmoränenmaterial als breite Tafel weit ins Vor- und Hinterland fortsetzt. Das schönste Beispiel hat Keilhack (1894, S. 202) in dem Bahneinschnitt der Endmoräne bei Groß-Steinberg abgebildet, das hier erwähnt sei. Sonst gewähren die Gruben der Schotterwerke bei Feldberg, Alt-Hüttendorf, Karlstein und Karlstal ebenfalls ein sehr gutes Bild von der großen unterirdischen Ausdehnung von Geschiebepackungen.

Bezüglich der Kuppigen Grundmoränenlandschaft und der vielerorts zu großartiger Entwicklung gelangten Endmoränen muß auf die geologischen Spezialkarten dieses Gebietes verwiesen werden.

Die Endmoräne grenzt zu $^9/_{10}$ ihrer Erstreckung an Sander an. Die Grenze ist im allgemeinen sehr scharf ausgeprägt, wenn auch der Charakter der Sanderebene manchmal, wie vor Nörenberg und Reetz, durch einzelne auftauchende Grundmoränenrücken unterbrochen wird. Gerölle und Kiese finden sich im Anfangsgebiet des Sanders, um alsdann weiter sandereinwärts feinen Korngrößen Platz zu machen, wie Keilhack (1894, S. 198) des näheren ausgeführt hat. Die Randlage hebt sich als Trennungslinie von Endmoräne bzw. Kuppiger Grundmoränenlandschaft und Sander von Dramburg bis Waren deutlich im Gelände ab. Die Endmoränenzone trägt die höchsten Erhebungen der weiteren Umgebung; es ist der Baltische Landrücken. Bei Dramburg erreicht er Höhen von 170 m, fällt bis Oderberg-Bralitz auf 55 m ab und steigt im Westen, dem symmetrischen Bau des Odergletschers entsprechend, bis Waren auf 150 m an. Die Depression der Odermündung im weiteren Sinne mit dem geringsten Maß von orographischen Hindernissen ist also maßgebend für die Ausbreitung des Eises gewesen.

Das Hinterland weist bei Marienfließ auf dem Ostflügel und bei Prenzlau westlich der Oder eine Häufung von Osern und Drumlins auf. Außerdem sind noch mehrere einzelne Oser verstreut, von denen besonders der 25 km lange Stavenhagener Os bemerkenswert ist. Sie verlaufen wie die großen und kleinen Seenrinnen radial auf die Endmoräne zu (vgl. Keilhack, 1930). Die Rinnen und Täler des Tollense-Sees, von Ücker, Randow, Oder, Plöne, Ihna und Rega dienten der subglazialen Entwässerung und speisten die Sander im Vorland.

Die glaziale Serie ändert sich bei Waren und Dramburg. Die Sander hören auf und in der Fortsetzung des Odergletschers erscheinen ältere Bildungen. Für sie trifft die von Tietze (1917, S. 115) ausgesprochene Forderung zu, „daß jede ältere, vom Eise verlassene Zone sich von der eben verlassenen nur durch eine stufenweise gesteigerte Verwischung der ehemaligen Glazialformen unterscheide". Diese Forderung trifft hier zu. Nordwestlich von Waren schließen sich an die Außenmoräne des Odergletschers zwei Endmoränenbogen an, deren Front treppenförmig nach Norden zurückflieht. Die südliche reicht von den „Hünengräbern" bis zur Seenkette von Alt-Garz als ein Kuppenzug sehr geschiebereicher Sande. 10 km nördlich davon verläuft eine rückwärtige Staffel, die aus geschiebereichem Mergel besteht und im Garzer Gebiet bis 20 km breit wird. Sie baut auch die Wahrenschen Berge auf, die man wohl am ehesten als ein Massiv mit dem Charakter

der Kuppigen Grundmoränenlandschaft charakterisiert. Aber nicht nur die Landschaftsform wechselt, auch ihr Erhaltungszustand ist nicht so frisch wie im Bereich des eigentlichen Odergletschers. Der Unterschied besteht hauptsächlich in einer Verflachung der steilen Böschungen und in einer tiefgehenden Verwitterung, Erscheinungen, die übrigens schon halbwegs zwischen Neustrelitz und Waren, bei Kargow, zu beobachten sind.

Ähnlichen Verhältnissen begegnet man im Osten von Dramburg. Hier hört mit dem Sander auch der Geschiebereichtum auf. So treten die letzten Geschiebeanhäufungen bereits hart nördlich von Grienow auf, die Kuppen nordöstlich vom Düpten-See bestehen nur aus geschiebereichem Mergel. Ähnlich wie bei Waren erscheinen östlich und südöstlich von Dramburg mehrere Teilstücke verschiedenaltriger Endmoränen, von denen eine auf Falkenburg zu streicht, von denen die anderen mehrere Staffeln beim Lübbe-See und in der Umgebung von Callies bilden, allerdings mit etwas anderer Anordnung, als sie KORN (1916) angibt. Auch diese Diluvialformen repräsentieren gegenüber der Glazialserie des Odergletschers eine ältere Phase[1]), ein Altersverhältnis, das ja auch durch die erosive Einschneidung des Nörenberger Sanders in die Callieser Hochfläche hervorgeht.

Die natürliche Fortsetzung der Außenmoräne des Odergletschers ist vielmehr in der Kuppigen Grundmoränenlandschaft zwischen Dramburg und Polzin zu suchen. Anscheinend liegen die Geschiebepackungen nicht am Außenrand der Zone, sondern weiter zurück. Erst von Persanzig ab stellt sich der normale glaziale Landschaftsverband wieder ein: Kuppige Grundmoränenlandschaft, Geschiebewälle am Außenrand und Sander. Im Vergleich zu den Verhältnissen des Odergletschers ist der Geschiebereichtum hier unverhältnismäßig stark angewachsen.

In der westlichen Fortsetzung der baltischen Hauptendmoräne oder des Pommerschen Stadiums bleiben große Sander aus, Geschiebewälle lassen sich dagegen längs der gesamten Moränenfront bis nach Schleswig und Dänemark, wo der Belt-Vorstoß der Pommerschen Phase entspricht, hinauf verfolgen.

Zusammenfassend läßt sich daher sagen: aus der Moränenfront des Pommerschen Stadiums der Weichsel-Vereisung zeichnet sich ein von Waren bis Dramburg reichender, 75 km nach Süden vorspringender Bogen ab, der durch die kräftig entwickelte glaziale Serie auffällt. Westwärts hören die großen Sander endgültig auf, nur die Geschiebewälle setzen sich fort. Im Osten folgt nach einem Zwischenstück mit Kuppiger Grundmoränenlandschaft bei Polzin erst von Persanzig an wieder die Dreigliederung, aber mit sehr mächtigen Geschiebepackungen. Die nordwestlich von Waren anschließenden Endmoränen sind ebenso wie die Endmoränen zwischen Falkenburg und Callies nicht so frisch wie die äußere Randlage des Odergletschers und stellen ältere Stadien dar.

Der Ablauf der Ereignisse kann daher für das gesamte Vereisungsgebiet während der Pommerschen Phase nicht gleichartig gewesen sein. Sie lassen sich durch folgende Überlegungen rekonstruieren. Man kann

---

[1]) Die Diluvialbildungen der Callieser und Neuwedeller Hochfläche gehören nicht, wie ich auf Grund einer Geschiebeaufsammlung (HESEMANN, 1931 a, S. 751) meinte, dem Odergletscher selbst an. Die Folgerungen sind deshalb hinfällig, weil die Aufsammlungen eine qualitative Auslese, aber nicht die quantitative Zusammensetzung des Geschiebebestandes wiedergaben. Seitdem liegen neue Geschiebebestimmungen vor (siehe Tabelle 2 und Tafel 9).

Sanderbildungen als eine Funktion der Zeitdauer von Eisrandlagen ansehen oder mit Woldstedt (1930, S. 74, auch 1923, S. 818) annehmen, daß sie lange Haltepunkte des Gletscherrandes bezeichnen. Stellen andererseits die Schuttwälle eine Funktion der umgesetzten Mengen von Eis zu Wasser und Schutt dar, so hätte man in der Größe der Sanderbildungen einen Zeit- und in der Mächtigkeit der Schuttwälle einen Intensitätsmaßstab für die Vorgänge am Eisrande.

Danach lassen sich die Vorgänge während der Pommerschen Phase folgendermaßen analysieren. In der Vorstoßphase dringt das Eis bis zu der durch die Moränenfront der Pommerschen Phase bzw. des Belt-Vorstoßes markierten Randlage vor. Längs der ganzen Front türmen sich während der Stillstandslage Schuttwälle auf, nur in dem Raum von Dramburg-Polzin ist die Intensität von Eiszufuhr und -abschmelzen so gering, daß keine merkliche Schuttbildung stattfindet. In der Hauptsache hört die Eiszufuhr im westlichen Abschnitt (Schleswig-Mecklenburg) bis in die Gegend von Waren so zeitig auf, daß es zur Bildung von großen Sandern wie im Osten gar nicht kommt.

Zur Kennzeichnung der Verhältnisse seien die Bemerkungen von Woldstedt (1923, S. 815) und Becksmann (1931, S. 447) angeführt. Woldstedt schreibt, „ihr (nämlich der inneren Baltischen Endmoräne westlich von Feldberg) fehlen die großen Sanderflächen, wie sie den Teil östlich von Feldberg charakterisieren ... Sanderflächen, die in ihrer Größenordnung mit den weiter östlich dieser Moräne verknüpften Sandern vergleichbar wären, fehlen". Bei Becksmann heißt es, „so läßt sich doch sagen, daß das Brandenburger und Frankfurter Stadium durch großartige Entwicklung des Sanderphänomens ausgezeichnet sind, bei der inneren Baltischen Endmoräne (= Pommersches Stadium) im Gegensatz dazu nur kleine Sander, abgesehen vom östlichen Deutschland aber nie die großen Kegelsander auftreten". Nach W. Wolff (1924, S. 399) aber soll das Vorland, die mecklenburgische Seenplatte, ebenfalls eine „Vorsandlandschaft" darstellen, die nur durch das Auftauen von riesenhaften Toteisblöcken ein so unebenes und seenreiches Aussehen erhalten hat.

Im Dramburg-Polziner Gebiet ist das Gleichgewicht am Eisrand zugunsten des Abschmelzens verschoben, so daß der Eisrand bis Polzin zurückgeht. Im Osten bis Bütow behauptet sich das Eis. Während der Hauptphase dauert im Bereich des Odergletschers eine mäßige Geschiebezufuhr fort, im Polziner Gebiet verstärkt sich die Eiszufuhr, so daß es auch hier zu Ablagerungen von Geschiebepackungen kommt, im Bublitz-Bütower Gebiet hält Sander- und Schuttbildung in unverminderter Stärke an. In der Nachphase weicht das Eis auf dem Westflügel des Obergletschers allmählich, im Zentrum in Ausnutzung der Depression noch langsamer zurück. Auf dem Ostflügel hört die Eisbewegung ziemlich plötzlich auf. In Übereinstimmung damit sind wahrscheinlich im Gebiet der schnellen Zurückverlegung der Randlagen (bei Marienfließ) größere Mengen toten Eises zurückgeblieben als im Gebiet des langsameren Rückzuges und gründlicheren Abschmelzens im Westen und noch mehr im Zentrum. Die differenzierte Abschmelzgeschwindigkeit dokumentiert sich in der verschiedenen Breite der Kuppigen Grundmoränenlandschaft und die Abspaltung von Toteis in der regelmäßigen Anhäufung von Osern (Oserlandschaften von Marienfließ und Prenzlau). Beide Erscheinungen sind also wechselseitig bedingt.

Die rückwärtigen Staffeln östlich der Oder bedürfen noch der Untersuchung; es sei daher nur kurz auf die Äquivalente auf der westlichen Oderseite hingewiesen.

Zusammenstellung der Fundpunkte

Nr.	Meßtischblatt	Ortsangabe	Geologische Bezeichnung
1	Callies	Kgr. auf dem Hohen Selig	dgs*)
2		Kgr. Kallieser Berge	dgs
3		Silber-Berge, Steinhaufen	dgs
4		Rankel-Berge	dgs
5		Waldhöhe N Jeserick-See	dgs
6		Priesterrehm	dgs
7	Virchow	Höhe 90 bei Hermannsfelde	dgs
8		Straße Jakobsdorf—Kl. Sabin km 16,0	dgs
9	Dramburg	Höhen N Düpten-See	dm
10		Höhen N Düpten-See	dm
11		Höhen N Düpten-See	dm
12	Wangerin	Zwischen Punkt 159 und 120	dgs
13		Höhe 159 O Granz. Steinhaufen	dm
14	Nörenberg	Schotterwerke Karlstal	dG
15		Schotterwerke Karlstal	dG
16		Schotterwerke Karlstal	dG
17		Kgr. SW Pietschen-See	dgs
18	Gr. Mellen	Höhen N Kremminer See	dG
19		Kgr. 1 km SO Zehrten	dgs
20		Kgr. W Gr. Zarnower See	dG
21		Hopfen-Berge	dG
22	Reetz	Schotterwerke Steinberg	dG
23	Sellnow	Höhen bei Punkt 88,6	dG
24		Kgr. 800 m N Rohrbeck	dgs
25		Zegen-Berge	dgs
26	Schwachenwalde	Höhe 92 N Cossin-See	dm+dg
27		Straße August- nach Schwachenwalde, P. 83,0	dm
28		Punkt 92,4 S Schwachenwalde	dm
29	Büssow	Höhen NW Tietzel-See	dG
30		Südostausgang von Gerzlow	dm
31	Granow	Kgr. S Bahnhof Gerzlow	dsg
32	Berlinchen	Höhen W Johannistal	dG
33		Kgr. Oberförsterei Neuhaus	dgs
34	Karzig	Westausgang von Karzig	dm
35		Steinhaufen 500 m O Collin	dm
36	Staffelde	Riesenberge	dG
37		Landwehr. Nur cbm große Blöcke	dG
38		Mietzelmühle	dG
39	Rosenthal	Bahnhof Rostin	dG
40	Lippehne	Kgr. Eichhorst	dgs
41		Kgr. 1 km S Derzow	dgs
42		Höhen zw. Hohenziethen u. Theerenschersee	dG
43	Beyersdorf	Eckernberge	dG
44	Mohrin	Kgr. am W-Ufer des Butterfelder Sees	dgs
45		Kgr. im Gehege	dgs
46		Punkt 80,1 bei Vietnitz	dgs
47	Wartenberg	Höhen NO Belgen-See	dgs
48	Mohrin	Mierenberg	dgs
49		Schäferei-Vorwerk	dG
50	Zehden	Punkt 77,8 bei Dürren-Selchow	dG
51		Schotterwerke Karlstein	dG
52	Oderberg	Granitberg	dG
53		Jagen 51 N Schiffsmühle	dG
54	Gr. Ziethen	Chorin, Viehtränken	dG
55		Krausenberge	dG
56		Steinberge N Senftenhütte	dG
57	Hohenfinow	Weinberge, Chorinchen	dG

*) Durch ein Versehen steht d anstatt δ.

Zusammenstellung der Fundpunkte

Nr.	Meßtischblatt	Ortsangabe	Geologische Bezeichnung
58	Hohenfinow	Punkt 80,9 am Tafelweg	dG
59		Punkt 63,2 S Schufutsberg	dG
60	Ringenwalde	Punkt 98,2 bei Friedrichswalde	dG
61		Punkt 94,9 bei Ringenwalde	dG
62	Joachimsthal	Schotterwerke Althüttendorf	dG
63	Templin	Kgr. am Bahnhof Milmersdorf	dG
64		Metzelthin	dG
65	Feldberg	Schotterwerke	dG
66	Thurow	Steinhaufen zwischen Grünow und Steinmühle	dm
67		Steinhaufen der Carpiner Feldmark	dm+ds
68	Hohenzieritz	Geschiebewälle 1 km W Adamsdorf	dG
69		Punkt 99,0 O Adamsdorf	dG
70		Gerichtsberg bei Blumenholz	dG
71		Kabinettsforst, Punkt 111,8	dG
72	Waren	Punkt 81,3 bei Kargow	dm
73		Rügeband, zwischen 94,4 — 93,1	dm
74	Jabel	Hünengräber	dG
75		Nordende des Mühlen-Sees	dG
76		Punkt 71,0 bei Hagenow	dG
77		Hagenow, Nordwestausgang	dG
78		Wahrensche Berge	dg
79	Velgast	Sternhagen	dm
80	Barth	Kiekeberg	dgs
81		Bahnhof Kenz	dm
82		600 m NO Punkt 32,1	dgs
83		Kaninchenberg, Kgr.	dgs
84	Franzburg	Feldmark Questin	dm
85	Grimmen	Lehmhagen	dm
86		Hohenwarth	dm
87		Försterei Kl. Bremerhagen	dm
88	Nossendorf	Punkt 30,3 bei Deven	dm
89		Gräber bei Beestland	dgs
90		Heideberg bei Brudersdorf	dm
91		Grandberg	dm
92	Gnoien	Punkt 23,2 bei Kl. Methling	dm
93		Sgr. Bahnhof Gnoien	dgs
94	Daberkow	Sgr. O Tenzerow	dgs
95		Östliche Feldmark Hohenbüssow	dm
96		Feldmark Buchholz	ds+dm
97	Leistenow	Lgr. 1 km W Utzedel	dm
98	Spantekow	Gr. Stein bei Cavelpass	dm
99		Sgr. 1 km SW Rubenow	dgs
100	Golm	Punkt 131 bei Brohm	dgs
101	Strasburg	Grenze Schönhausen—Schwarzensee	dm
102		Steinhaufen der Feldmark Rosenthal	dm
103	Pasewalk	Steinhaufen der Feldmark Waldeshöhe	dgs
104	Greifswald	Geschiebepackung bei Sanz	dG
105		Sgr. bei Punkt 38 O Weitenhagen	dgs
106		Sgr. Voßberg	dgs
107	Griebenow	Punkt 33,3 bei Neu-Ungnade	dgs
108	Rubkow	Sgr. am Nordausgang von Börnitz	dgs
109		Sgr. Wahlendow	dgs
110		Sgr. bei Punkt 16,0 N Seckeritz	dgs
111	Wolgast	Höhen 400 m NW Bahnhof Hohendorf	dgs
112	Zirchow	Höhe 500 m N Zirchow	dgs
113		Punkt 27,4 S Zirchow	dgs
114		Bahnhof Dargen	dgs

Die nächste rückwärtige Staffel, die Rosenthaler Randlage, westlich der Oder läßt sich als häufig unterbrochener Zug einzelner Teilstücke von Gnoien bis Jatznick verfolgen. Bis auf das Endmoränenstück bei Rosenthal N von Strasburg ist sie nur schwach entwickelt. Zwischen Gnoien und Demmin wird die Endmoräne nicht durch die osähnlichen Züge südlich von Gnoien—Kl. Methling (KEILHACK, 1930) vertreten, sondern man kann die Höheninsel (Punkt 28,2) nordöstlich von Gnoien und den Rücken zwischen Gr.- und Kl.-Methling als endmoränenartige Bildungen auffassen. Im Vorland schließt sich ein kleiner Sander an sie an. Kräftiger tritt bereits die kranzförmige Umsäumung von Brudersdorf (KEILHACK, 1930) durch geschiebereiche Sandkuppen als Endmoränenbildung hervor. Sie dürfte eine schwache Fortsetzung bei Drönnewitz auf Demmin zu haben.

Südöstlich Demmin ist ein weiteres etwa 20 km langes und 1 km breites Teilstück vorhanden. Es besteht aus einer Kuppenreihe von Mergel und kiesigem Sand mit starker Bestreuung. Zwischen Burow und Roidin überragt die Endmoräne das Hinterland um 50—80 m, das Vorland durchschnittlich um 20 m.

Nordwestlich von Friedland bei Rubenow wird die Jatznicker Staffel durch zwei, etwa 0,6—1 km breite Endmoränenzüge markiert, die die Umgebung um 10—20 m überragen. Das Material ist Sand und Geschiebemergel, die aber beide sehr geschiebereich sind und besonders viele große Blöcke enthalten.

Zu bedeutender Entwicklung gelangt die Staffel in dem Endmoränenkomplex zwischen Brohm und Jatznick. Über 25 km im Streichen, bis zu 5 km Breite, bis zu 145 m Höhe dehnt sich der Zug aus. Um rund 50 m erhebt er sich über die Umgebung. Gewaltig sind also die angehäuften Schuttmassen, die meist aus kiesigen Sanden, weniger aus Mergel bestehen. Eigentümlich sind die 1 km langen, 0,2 km schmalen Rücken mit 20—40 m tiefen Längstälern, die sich mitunter zehnfach wiederholen. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Kombination von Stau- und Aufschüttungsmoränen. Im westlichen Teil ist auch eine steilkuppige Endmoränenlandschaft entwickelt. Hier wird das Vorland von einer stark bewegten Grundmoränenlandschaft mit Lehmuntergrund zusammengesetzt, im Osten bei Kl. Spiegelberg sowie bei Sandkrug schließt sich ein steinreicher Sander an.

Äquivalente Bildungen dürften in Dänemark die Endmoränen des Langeland-Vorstoßes (Moräne F der Dänen) darstellen, die ebenfalls eine lückenhafte Front bilden.

Die nächste Rückzugsstaffel, wegen ihrer ausgeprägten Entwicklung bei Greifswald sowie bei Velgast als Velgaster Staffel bezeichnet, ist auf den dänischen Inseln nicht mehr nachzuweisen, westlich der Oder aber als oft unterbrochener und vielfach gewundener Zug von Barth bis Usedom zu verfolgen. Seine Ausbildung ist im allgemeinen noch viel schwächer als die der Rosenthaler Staffel. Der gesamte, nördlich der Rosenthaler Staffel liegende Abschnitt Vorpommerns zeigt weitgehend Verebnungserscheinungen. Größere Höhenunterschiede stellen sich auch bei der Velgaster Randlage nicht mehr ein, sandiges Material herrscht beim Aufbau der Endmoränen durchaus vor, gröbere Geschiebe treten zurück.

Die Staffel setzt bei Barth mit einem nach NO offenen, sehr flachen, bis Velgast reichenden Endmoränenrücken von etwa 20 km Länge und 4 km Breite ein. Er überragt die Umgebung ungefähr um 20—30 m und besteht teils aus Mergel, teils aus Feinsand mit wenig Kies und seltenen großen Geschieben.

Ein weiteres Teilstück ist bei Grimmen in einem nach NO offenen Bogen entwickelt, der sich etwa 20 m über das umgebende Land heraushebt. Er wird durchweg aus Mergel zusammengesetzt und ist auf der Höhe NO Grimmen und bei Kl.-Bremerhagen geschiebereich.

Die Fortsetzung des Endmoränenbogens von Grimmen erfolgt durch die rund 35 km lange Endmoräne südlich von Greifswald. Sie ist zwar nur ein 0,5 km schmaler Rücken, ein die Umgebung höchstens um 10 m überragender Höhenzug, aber er kennzeichnet durch seine große streichende Länge und den begleitenden Sander eine besondere Stillstandslage des Eises. Er wird größtenteils aus Sand mit wenig Kies und noch weniger großen Geschieben aufgebaut.

Zeigte die Endmoräne bei Greifswald einen einigermaßen geradlinigen Verlauf, so setzt sich die Staffel bei Wolgast und auf Usedom in stark zerlappten, z. T. fingerförmig vorgetriebenen Loben fort. Mächtigkeit, Breite und Geschiebegröße sind wie bei Greifswald gering, auch überwiegt sandiges Material bei weitem.

Der Verlauf der Rosenthaler und Velgaster Staffel läßt auf eine NO—SW gerichtete, also im wesentlichen der Ostseefurche folgenden Eisbewegung schließen. Die beiden Staffeln geben sich also als Randmoränen eines „Ostseegletschers" zu erkennen. Zur Zeit der Hauptphase der äußeren Randlage des Odergletschers war im Kampf der Depressionen um die Anlockung des Eises die Depression der Odermündung Sieger geblieben. Während der folgenden Eisvorstöße trat der westliche Abschnitt erneut in Wettbewerb mit der Depression der Odermündung. Das Eis stieß auch noch einmal im Langeland-Vorstoß bis zu den dänischen Inseln vor, aber ob während dieser und der folgenden Phasen Komplikationen durch den wechselseitigen Einfluß der Depressionen von Ostsee und Odermündung eintraten, läßt sich geologisch-morphologisch nicht mehr ableiten, dazu bedarf es anderer Methoden.

Aus den geologischen Verhältnissen des Odergletschers ließ sich eine mehrfache Änderung und Unterbrechung der Eisbewegung folgern. Es war zu vermuten, daß ein so bedeutsamer Vorgang wie das Absterben des Eises im Westteil der Ostsee und eine Verstärkung der Gletschertätigkeit innerhalb des Odergletschers seine Rückwirkungen hatte, nicht nur auf den Unterlauf der fennoskandischen Gletscher, sondern auch auf die von der Eisscheide herabkommenden Einzelgletscher. Mit dem Ausschluß des westlichen Ostseeabschnittes aus dem Inlandeisgebiet wurden die südschwedischen Gletscher durch den „Ostsee-Eisstrom" nicht mehr nach Westen abgedrängt, sondern flossen unmittelbar in die Depression der Odermündung ab. Der Odergletscher müßte also während der Hauptphase der äußeren Randlage ein Smålandgletscher gewesen sein, und dieselben Verhältnisse müßten sich bei den folgenden Vorstößen so oft wiederholt haben, als das Eis zwar in die Depression der Odermündung eindrang, der Ostseedepression aber nicht über Rügen hinaus folgte.

Die Geschichte des Odergletschers in allen seinen Phasen, wie sie auf geologisch-morphologischer Grundlage im Umriß entworfen wurde, wird durch die Geschiebeführung in glänzender Weise bestätigt.

Zusammenfassung

Der Odergletscher zeichnet sich morphologisch und geschiebekundlich als eine selbständige, von Waren bis Dramburg reichende Bildung der inneren

Baltischen Endmoräne (= Pommersches Stadium) ab. Dabei stellt sich auch wieder heraus, daß man Sander als Funktion der Zeit für die Dauer einer Eisrandlage, Geschiebewälle als Funktion der Intensität des Abschmelzens am Gletscherrand auffassen kann.

In einer Vorstoßphase entsteht die von Dänemark bis zur Weichsel verfolgbare innere Baltische Endmoräne mit einer Geschiebeführung, die ihr Material zu gleichen Teilen aus Schweden, der Ostsee und von Finnland bezogen hat. Während der Hauptphase stirbt das Eis im Westabschnitt der Ostsee ab, ein südschwedischer Gletscher füllt die Odermündung aus. Der Rückzug dieses Gletschers erfolgt auf dem Ostflügel schnell, so daß es zur Bildung von Toteis kommt, in der Mitte und auf dem Westflügel langsam. Von den rückwärtigen Randlagen wird die Rosenthaler Staffel mit stark hervortretendem ostfennoskandischen Geschiebecharakter mit dem Belt-Vorstoß in Dänemark parallelisiert. Die Velgaster Staffel gibt sich als Stirnmoräne eines gegen die vorhergehenden Gletscher stark reduzierten Gletschers zu erkennen und enthält in der Randlage ziemlich stark differenzierte Geschiebeanhäufungen aus Fennoskandien.

Äußere und innere Staffeln sind also nicht nur als Ruhelagen des Eises aufzufassen, sondern bedeuten jeweils einen neuen Vorstoß nach einer Reduktion der Gletscher fast bis zu ihren Wurzeln.

Literatur:

BECKSMANN, E.: Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Sylt) und damit zusammenhängende diluvialgeologische Fragen. — Neues Jb. Mineral. usw., Abt. B, **66.** Beilage-Band. 1931.

VON BUBNOFF, S.: Eiszeit und Untergrund. — Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Greifswald **8,** 1931.

VON BÜLOW, K.: Das Pommersche Hinterland der „Großen Baltischen Endmoräne". Ztschr. dtsch. geolog. Ges., **78,** 1926.

HESEMANN, J.: Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe? — Sitz.Ber. preuß. geol. Landesanst. **5,** 1930.

—: Quantitative Geschiebebestimmungen im norddeutschen Diluvium. — Dies. Jb. **51,** 1931. [1931 a].

—: Das Glazialdiluvium Dänemarks, Hollands und Norddeutschlands vom geschiebekundlichen Standpunkt aus. — Geol. Rundschau **22,** 1931. [1931 b].

KEILHACK, K.: Geologische Karte der Provinz Pommern und der anschließenden Teile der Grenzmark 1 : 500 000. — Berlin 1930.

—: Geologische Karte der Provinz Brandenburg 1 : 500 000. — Berlin 1921.

—: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. — Dies. Jb. **19,** 1899.

—: Das Profil der Eisenbahnen Arnswalde—Callies und Callies—Stargard. — Dies. Jb. **14,** 1894.

KORN, J.: Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich vom Odergletscher. — Dies. Jb. **36,** 1916.

MILTHERS, V.: Blätter Faxe und Stevns Klint. — Danmarks geol. Unders. I, **11,** 1903.

NORDMANN & JESSEN & MILTHERS: Quartärgeologische Beobachtungen auf Sylt. — Medd. Dansk geol. Foren., **8,** Nr. 115, 1923.

TIETZE, O.: Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. — Geol. Rundschau **7,** 1917.

WOLDSTEDT, P.: Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. — Dies. Jb. **42,** 1923.

—: Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtales. — Dies. Jb. **52,** 1931.

WOLFF, W.: Die Entstehung der mecklenburgischen Seenplatte. — Naturforscher **1,** 1924.

Zur Horizontierung der Muldengruppenflöze in der Beuthener Steinkohlenmulde.

Von Alfred Stahl in Berlin

Mit 3 Textabbildungen.

Die Beuthener Steinkohlenmulde, die durch die Sattelaufwölbung des Hindenburg-Königshütter Flözbergzuges als Randmulde von der großen oberschlesischen Hauptmulde abgetrennt wird, bildet seit der neuen Grenzziehung das Zentrum des deutsch-oberschlesischen Steinkohlenbergbaues. Gebaut werden hier vornehmlich die Flöze der Sattelflözgruppe und mehrere Flöze der darüberfolgenden Rudaer Schichtengruppe, während in den tiefer gelegenen Ostrauer Schichten zur Zeit nur einzelne Untersuchungsarbeiten umgehen.

Die Ostrauer Schichten (Michaels Randgruppe), deren hauptsächlichste Aufschlußgebiete außerhalb der Beuthener Mulde liegen, haben durch Niemczyk's (1929) grundlegende, auf der Registrierung der marinen Horizonte basierende Arbeiten eine Gliederung gefunden, die mit den Aufschlüssen des Ostrau-Karwiner Gebietes gut in Einklang steht, und die es ermöglicht, neu erschlossene Flöze zu identifizieren, zumal wenn — wie in der Beuthener Mulde — der Aufschluß von der sicheren Basis der Sattelflöze aus nach unten erfolgt.

Die Sattelflöze der Beuthener Mulde stehen mit denen der Hauptmulde über den Hindenburg-Königshütter Sattel hinweg in ununterbrochenem Zusammenhang. Ihre Parallelisierung bereitet daher keine größeren Schwierigkeiten, zumal die Sattelflöze durch Mächtigkeit und andere charakteristische Merkmale leicht kenntlich und vergleichbar sind.

Die Flöze der Rudaer Schichtengruppe dagegen sind in der Sattelzone größtenteils abgetragen, sie bilden daher einen Luftsattel, und der Zusammenhang der Rudaer Flöze der Beuthener Mulde mit denen der Hauptmulde ist verlorengegangen. Die Parallelisierung dieser Flöze wird deshalb sehr erschwert. Hinzu kommt, daß die Rudaer Schichtengruppe weniger regelmäßig entwickelt ist als die Sattelflözgruppe, daß ihre Flöze geringere und schwankendere Mächtigkeit aufweisen und nicht durchweg bauwürdig sind.

Die Flöze der Rudaer Schichten sind daher auf den einzelnen Gruben auch mit den verschiedensten Namen belegt oder in neuerer Zeit einfach fortlaufend numeriert worden. Das letztere Verfahren ist fraglos als das glücklichere zu bezeichnen, denn es schließt den früher gemachten Fehler aus, daß Flöze auf Grund irrtümlicher Parallelisierungsversuche einen Namen erhalten, der ihnen nicht zukommt, weil er bereits für einen anderen Horizont vergeben ist. Solche Parallelisierungsversuche können daher große Verwirrung anrichten. Gleichwohl sind sie nicht zu entbehren. Haben schon die einzelnen Gruben ein Interesse daran, ihre Aufschlüsse mit denen der markscheidenden Nachbargruben in Parallele zu bringen, so liegt ein solches Bedürfnis in noch höherem Maße

für zusammenfassende Flözkarten vor. Von der Pr. Geologischen Landesanstalt mit der Neudarstellung des Karbonanteiles der Meßtischblätter Gleiwitz, Hindenburg und Beuthen beauftragt, konnte deshalb auch der Verf. an einem solchen Parallelisierungsversuch nicht vorbeigehen. Denn gerade für ein geologisches Übersichtsbild erschien es notwendig, die mutmaßlichen Zusammenhänge der aufgeschlossenen Flözteile zur Darstellung zu bringen und die Lösung des Rätsels nicht dem Leser zu überlassen, selbst auf die Gefahr hin, neue Fehler in das Bild hineinzubringen.

An Parallelisierungsversuchen hat es auch früher nicht gefehlt, ein Beweis, welch großes Bedürfnis danach vorlag. Sie gehen alle auf GÄBLER's (1909 zusammengefaßt) grundlegende Arbeiten zurück und haben dessen Flözparallelisierungen nach dem jeweiligen Stand der Aufschlüsse ergänzt und korrigiert. Beachtliche Änderungen führte KÜNTZEL (1895) durch, eine zusammenfassende vergleichende Flöztabelle schuf das Oberbergamt Breslau, eine weitere Markscheider SCHLEGEL[1]). Alle diese Arbeiten haben die Erkenntnis um manchen Schritt weitergebracht und ihren Zweck erfüllt, aber durch den Fortschritt der bergbaulichen Aufschlüsse sind sie heute doch in vielen Punkten überholt. Einen den heutigen Aufschlüssen angepaßten Parallelisierungsversuch hat neuerdings NIEMCZYK (1930) durchgeführt. Verf. ist bei seinen Arbeiten zu ganz ähnlichen Schlüssen gekommen, hat aber — dem Zweck seiner Arbeiten entsprechend — den Parallelisierungsversuch noch spezieller durchgeführt und auf sämtliche Gruben der Beuthener Mulde ausgedehnt.

Zugrunde gelegt werden dem folgenden Parallelisierungsversuch die Verhältnisse auf der am N-Rand der Hauptmulde bauenden Grube Königin Luise. Die hier üblichen Flözbezeichnungen werden ohne Rücksicht auf Prioritätsfragen fixiert und als Einheitsbezeichnungen auch für das übrige Gebiet gewählt.

Betrachten wir zunächst das Flözprofil im Felde der Delbrückschächte und verfolgen an Hand der Profilreihe I seine Entwicklung in westlicher und östlicher Richtung am N-Rande der Hauptmulde. Über den Sattelflözen treten auf den Delbrückschächten folgende Flözhorizonte auf (die weniger wichtigen in Klammern): Veronika, (Falva), Georg, Georgine, (Georgine Begleitflöz), Sonnenblume, Jakob, Xaver, (Xaver Begleitflöze), Antonie in zwei Bänken. In westlicher Richtung erleidet das Profil keine größeren Änderungen, in der Öhringen-Grube (Sosnitza) zeigt sich ein ganz analoges Bild bei ähnlichen Flözabständen, nur das Veronika-Flöz rückt etwas tiefer und teilt sich in zwei Bänke. In östlicher Richtung dagegen ändern sich die Verhältnisse mehr. Unter dem Georgine-Flöz entwickeln sich mehrere, schon im Felde der Delbrückschächte angedeutete und noch mit in den Georgine-Horizont hineinzurechnende Kohlenbänke zu stärkeren Flözen. In der Bohrung Dorotka I sind bereits drei mächtige Bänke vorhanden, die auf den heutigen markscheiderischen Darstellungen zutreffend mit dem Georgine-Flöz gleichgestellt werden. Früher dagegen bezeichnete man diese drei Flöze nach dem Vorgange von GÄBLER (l. c.) als Georgine, Sonnenblume N. B. und Sonnenblume O. B. Das wirkliche, 60—70 m höher gelegene vierbankige Sonnenblumeflöz erhielt die Benennung: „Jakobflöz" und das wirkliche Jakobflöz wurde „Orzegowflöz" benannt. Schon hier war also früher eine große Verwirrung in der Nomenklatur eingetreten, die erst später beseitigt wurde. Das Xaverflöz der Delbrückschächte beißt

[1]) Nicht veröffentlicht.

bereits südlich vom Dorotkaschacht aus, konnte also mit der Bohrung Dorotka I nicht mehr gefaßt werden. Aber auch die Bohrung Dorotka II weist es nicht aus, es dürfte hier überbohrt oder durch eine Störung unterdrückt sein. Die Bohrung Dorotka III ist nicht tief genug vorgedrungen, um diese Frage zu entscheiden (was hier als Xaverflöz in den Bohrregistern [vgl. Ebert, 1895] oft angegeben wird, kann erst ein Flöz der Xaver-Begleitgruppe sein), und auch

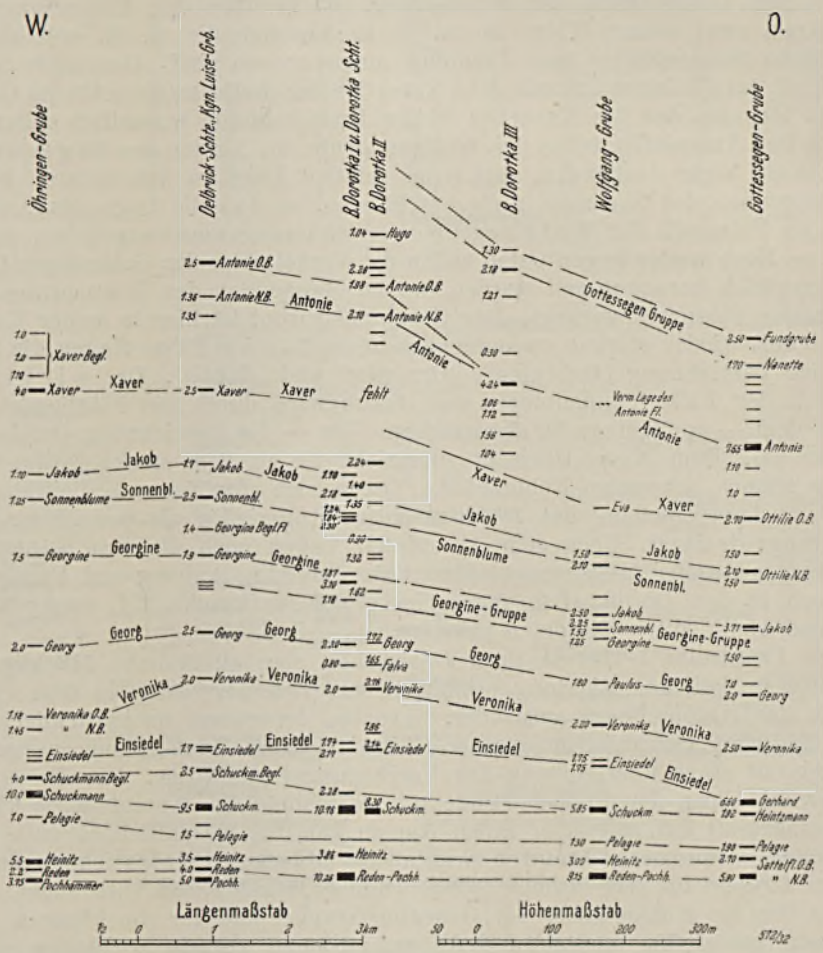


Abb. 1. Flözprofilreihe in W—O-Richtung am N-Rande der Hauptmulde.

die Grubenbaue von Bielschowitz sind nicht weit genug ins Liegende des Antonieflözes vorgedrungen, um das Xaverflöz anzutreffen. Sicher festgelegt ist hier erst wieder das Antonieflöz, dessen Identität mit dem Antonieflöz der Delbrückschächte auf Grund bergbaulicher Aufschlüsse außer Zweifel steht. Bei Bielschowitz sind leider, wie erwähnt, die Rudaer Flöze unterhalb des Antonieflözes nicht erschlossen, und deshalb ist ein Profilvergleich hier nicht

möglich. Es muß daher auf Aufschlüsse nördlich des Saara-Sprunges zurückgegriffen werden, wie sie im Felde der Wolfganggrube vorliegen. Hier besteht die Georgine-Gruppe, die von GÄBLER als „Katharinagruppe" bezeichnet wurde, aus vier starken Bänken, die nach GÄBLER's Vorgang „Georgine", „Sonnenblume N. B.", „Sonnenblume O. B." und „Jakob" benannt werden. Sie tragen diese Namen indessen zu Unrecht, denn sie entsprechen alle dem Georginehorizont der Delbrückschächte, das „Jakobflöz" als hangendstes wohl dem eigentlichen Georgineflöz von Hindenburg. 65 m über der Katharinagruppe erscheinen zwei höhere Flöze in ca. 15 m Abstand, die m. E. erst als das eigentliche Sonnenblume- und Jakobflöz anzusprechen sind. Das noch höhere „Evaflöz" parallelisiere ich mit dem Xaverflöz der Delbrückschächte im Gegensatz zu GÄBLER, der das Xaverflöz in der Rudaer Mulde wesentlich tiefer einsetzte. Das Antonieflöz ist in der Wolfganggrube im Norden des Saarasprunges leider nicht mehr vorhanden, und seine relative Lage zu den tieferen Flözen im Hangenden des Sprunges nicht erschlossen, so daß die Lage des Antonieflözes im Flözprofil der Wolfganggrube nur schätzungsweise angegeben werden kann. — Noch weiter gegen Osten sollen die Verhältnisse der Gottessegen-Grube zum Vergleich herangezogen werden, wo im Hangenden des Saarasprunges ein lückenloses Flözprofil vorliegt. Der Georginehorizont ist hier in seiner Kohlenmächtigkeit wieder stärker zusammengeschrumpft, seine Flöze tragen die unzutreffende Bezeichnung „Georgine", „Orzegow" und „Jakob". Der wirkliche Horizont der Flöze Sonnenblume und Jakob wird durch ein Flözbündel vertreten, dem — wenigstens für das stärkste Flöz — die Bezeichnung Ottilie N. B. gegeben ist. Dem Xaver-Horizont entspricht die ca. 3 m starke Ottilie O. B. Einige höhere schwache Kohlenbänke lassen sich als Xaver-Begleitflöze ansprechen, dann erscheint das 7½ m mächtige Antonieflöz als gesicherter Identifizierungs-Horizont. Über dem Antonieflöz liegen noch die von GÄBLER als Gottessegen-Gruppe zusammengefaßten Flöze Nanette, Anhang und Fundgrube, die auch in den Dorotka-Bohrungen, insbesondere Dorotka III, nachgewiesen sind und einen guten Vergleich zulassen.

Die Profilreihe I läßt in ihrer Gesamtheit eine allmähliche Mächtigkeitsabnahme in östlicher Richtung erkennen, was sich am besten in dem Herabrücken des Antonieflözes ausdrückt. GÄBLER, der zuerst nachdrücklichst auf diese östliche „Schichtenverjüngung" hinwies, neigte auf Grund seiner Erkenntnis zu einer Übertreibung der Verjüngungsverhältnisse. Die Folge war, daß er die Flöze der Rudaer Mulde mit Ausnahme des Antonieflözes viel zu hoch eingestuft hat, indem er ihnen Namen gab, die wesentlich höheren Flözhorizonten zukommen. Dadurch waren die üblichen Flözbezeichnungen der Rudaer Gruppe für das östliche Gebiet (Rudaer Mulde) bald verbraucht, meist bereits für die Kohlenbänke der Georgine-Gruppe, und für die höheren Flöze bis zum Antonieflöz mußten deshalb neue Namen gesucht werden wie Eva, Ottilie u. a. Dadurch traten Unstimmigkeiten zwischen dem westlichen und östlichen Gebiet auf, und eine Übereinstimmung beider schien nicht vorhanden zu sein. Die in der Profilreihe I durchgeführte Parallelisierung schaltet diese Unstimmigkeiten aus und läßt eine weitgehende Übereinstimmung zwischen W und O erkennen, indem die einzelnen Flözhorizonte — wenn auch unter gewissen Ausbildungsschwankungen — sich als durchgängig und niveaubeständig erweisen. Diese Erkenntnis läßt den nunmehr durchzuführenden Versuch, auch die Flöze der Beuthener Mulde mit denen der Hauptmulde in Parallele zu bringen, jedenfalls nicht von vornherein aussichtslos erscheinen.

Die für diesen Versuch konstruierte Profilreihe II führt von der Gottessegen-Grube nach N über die Friedensgrube und den Flözbergsattel hinweg quer durch die Beuthener Mulde bis zur Beuthengrube. Die Flözfolge der Gottessegen-Grube läßt sich mit der der Friedensgrube noch unschwer in Einklang bringen. Bezüglich der Frage, ob das Gerhardflöz der Friedensgrube dem Schuckmann- oder dem Einsiedelflöz gleichzustellen ist, übernehme ich

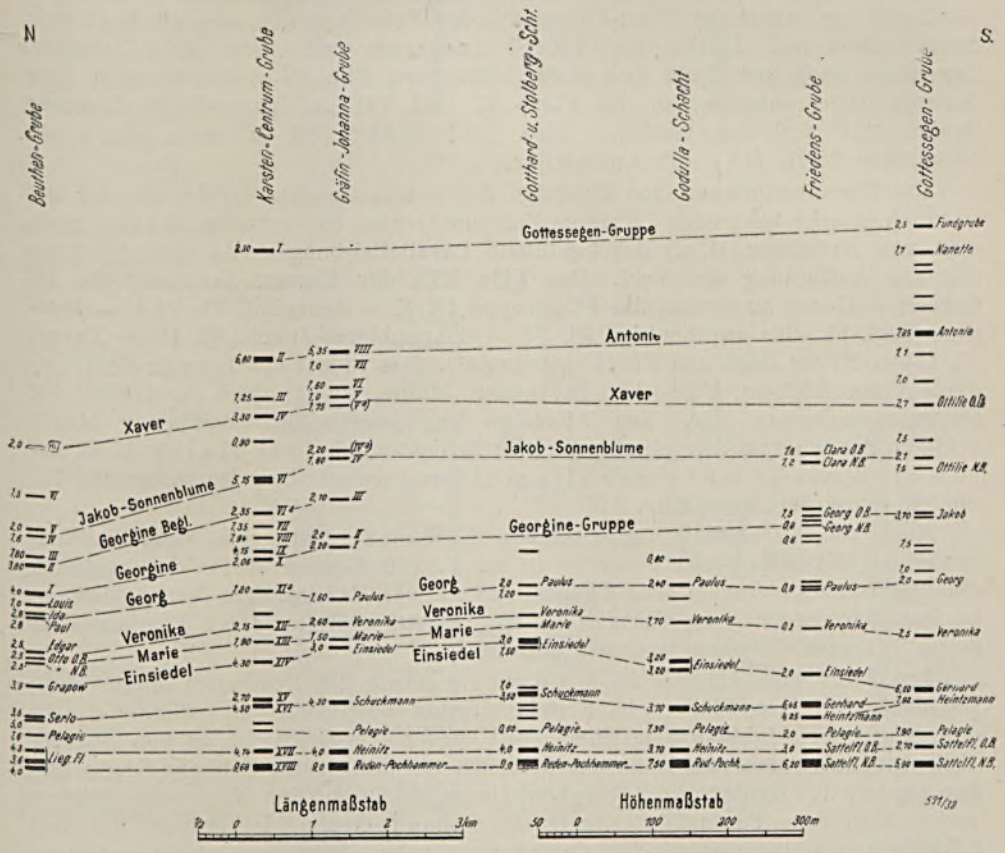


Abb. 2. Flözprofil-Reihe durch die Beuthener Mulde in N—S-Richtung und weiter über den Flözbergsattel in die Hauptmulde hinein.

mangels eigener Kenntnis der Verhältnisse Niemczyk's Auffassung (1930). Der Georgine-Horizont wird auf der Friedensgrube als „Georg N. B." und „Georg O. B." bezeichnet, dem Sonnenblume- und Jakob-Horizont entsprechen die Flöze der Clara-Gruppe (Clara N. B. und O. B.). Höher hinauf reicht das Profil der Friedensgrube nicht. Über den Flözbergsattel hinweg geht von den stärkeren Rudaer Flözen lediglich das Georgflöz (hier Paulusflöz genannt) in die Beuthener Mulde hinein, es findet sich in dem Paulusflöz der Gräfin Johanna- und Hohenzollerngrube wieder. Vergleicht man danach die Flözfolge der Gräfin Johanna-Grube mit der der Friedensgrube, so kommen die über dem Paulus- (Georg-) Flöz liegenden Flöze I und II in Parallele mit

der Georginegruppe, was ja auch NIEMCZYK's Auffassung entspricht. Das Flöz III der Johanna-Grube scheint kein durchgehender Horizont zu sein, wenn es sich auch im östlichen Teil der Beuthener Mulde stark entwickelt, allerdings bei durchweg unreiner Kohlenbeschaffenheit (Fl. VIII/IX der Heinitzgrube, Fl. II der Beuthengrube). Es dürfte etwa dem Georgine-Begleitflöz der Delbrückschächte gleichzustellen sein, das ja auch sehr unregelmäßig entwickelt ist. Im Flöz IV und dem dicht darüber liegenden Flöz (IV a) sieht Verf. das Äquivalent der Clara-Flözgruppe der Friedensgrube, also die Horizonte Sonnenblume und Jakob. Das Flöz V zusammen mit einem dicht darunter liegenden, nach der Tiefe sich stark auftuenden Flöz (V a) würde dann dem Xaverhorizont entsprechen, die Flöze VI und VII als Xaver-Begleitflöze zu deuten sein und das mächtige Flöz VIII endlich, im W noch mit einer hangenden Bank (IX), als Antonieflöz.

Die Übereinstimmung der Flözfolge der Gräfin Johanna-Grube mit der der nördlich markscheidenden Karsten-Zentrum-Grube ist verhältnismäßig groß, eine von NIEMCZYK (l. c.) durchgeführte Parallelisierung deckt sich durchaus mit der Auffassung des Verf. Das Flöz XI a der Karsten-Zentrumgrube ist danach = Georg zu setzen, die Flözgruppe IX/X = Georgine, Fl. VI a = Georgine Begl.-Fl., das zweibankige Fl. VI = Sonnenblume-Jakob, Fl. IV = Xaver, Fl. III = Xaver Begl. und Fl. II = Antonie[2]). Das Flöz I der Karsten-Zentrumgrube, das höchste Flöz der Beuthener Mulde, stellt einen Vertreter der Gottessegen-Gruppe dar. Die Flözfolge im Inneren der Beuthener Mulde schließt danach mit den oberen Rudaer Schichten ab, Nikolaier Schichten sind nicht mehr erhalten. Ältere, gegenteilige Darstellungen bedürfen somit der Korrektur.

Auch die Parallelisierung zwischen Karsten-Zentrumgrube und Beuthengrube hat NIEMCZYK (l. c.) bereits in m. E. zutreffender Weise durchgeführt. Das höchste hier erschlossene Flöz ist das Fl. VII, das mit dem Xaver-Horizont in Parallele kommt. Im übrigen ist die Gegenüberstellung der Flözfolge aus der Profilreihe II ohne weiteres abzulesen.

Die Profilreihe III, die in WO-Richtung durch die Beuthener Mulde läuft, soll nunmehr einen Flözvergleich zwischen den westlichen und östlichen Teilen der Beuthener Mulde ermöglichen. Für diesen Vergleich ist es von größter Bedeutung, daß neuerdings an der Markscheide der Gräfin Johanna-Grube und der Castellengo-Grube durch bergbauliche Aufschlüsse der Nachweis geliefert wurde, daß das „Paulusflöz" der Gräfin Johanna-Grube identisch ist mit dem „Jakob-Sonnenblume-Flöz" der Castellengo-Grube. Letzteres ist im gesamten westlichen Teil der Beuthener Mulde weitgehend erschlossen und auf den einzelnen Gruben dieser Gegend zuverlässig identifiziert. Das „Jakob-Sonnenblume-Flöz" der Castellengogrube ist fraglos dasselbe Flöz wie das gleichbenannte der Preußengrube, das in der Profilreihe III berücksichtigt ist. Es entspricht stratigraphisch dem Georg-Flöz der Delbrückschächte. Das tiefer liegende „Georgflöz" der Preußengrube muß danach dem Veronika-Horizont zugewiesen werden. Die über dem „Jakob-Sonnenblume"-Flöz folgende Flözgruppe „Antonie" und „Hugo" entspricht dem Georgine-Horizont, die noch höheren Flöze „Nanette" und „Cleophas" stelle ich mit dem Sonnenblume- und Jakobflöz der Delbrückschächte in Parallele, und das „Muldenflöz" entspricht dem Xaverflöz. Die Flöze der Preußengrube sind also früher durchweg viel

[2]) MICHAEL (1913) parellelisierte des Flöz VI mit Antonie.

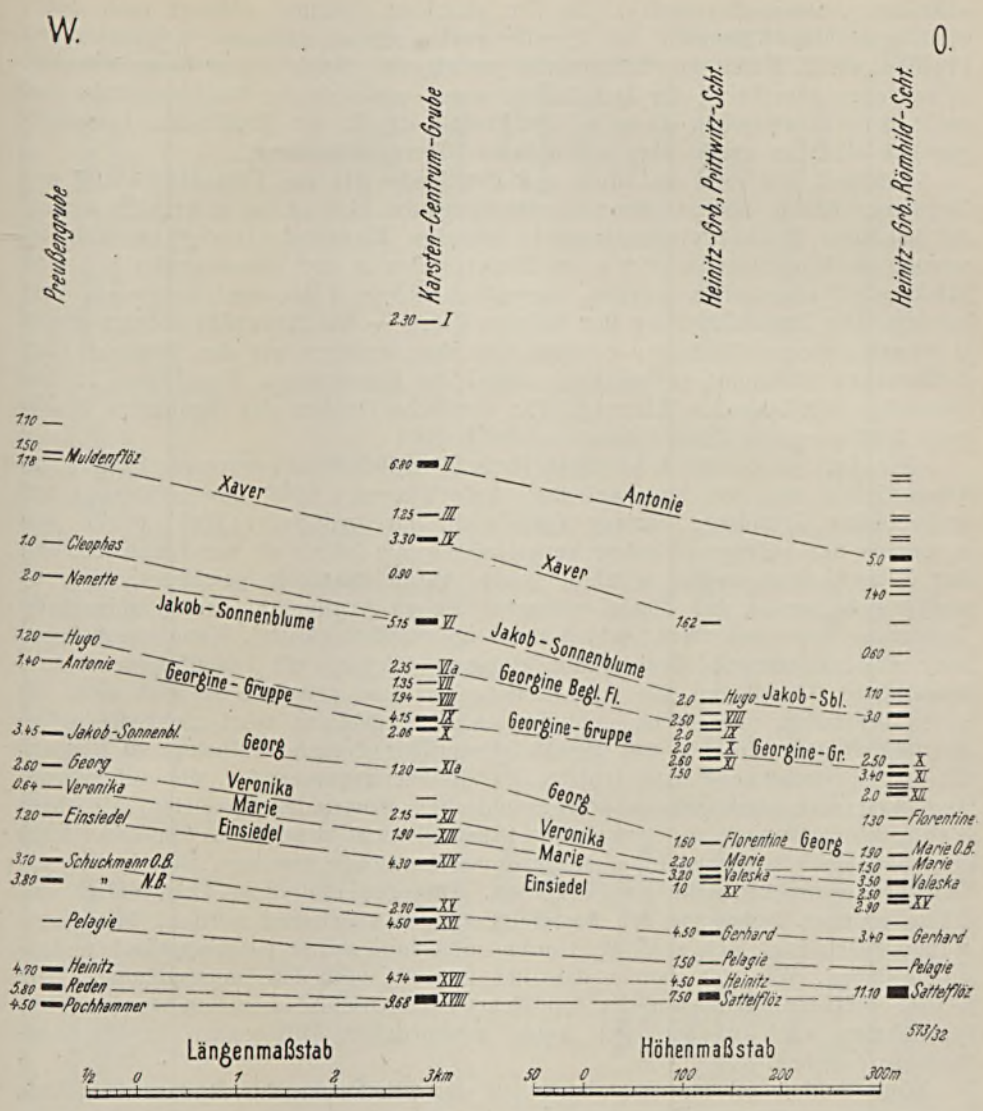


Abb. 3. Flözprofil-Reihe in W—O-Richtung durch die Beuthener Mulde.

zu hoch eingestuft worden. Die Einstufung geht auf GÄBLER (l. c.) zurück, der seinerzeit auch eine stärkere Schichtenverjüngung in südnördlicher Richtung annahm, und bildet eine Parallele zu der irrtümlichen Flözhorizontierung in der Rudaer Mulde, die auf gleichen Ursachen beruht. Die Flözfolge der Preußengrube, die dicht über dem Muldenflöz abschneidet, geht also keineswegs in so hohe Horizonte hinauf, wie GÄBLER annahm, der ja in dem Muldenflöz bereits das Charlotteflöz der Nikolaier Schichten sehen wollte, die gesamten Aufschlüsse bewegen sich vielmehr tatsächlich noch durchweg unter-

halb des Antonie-Horizontes. Zu der gleichen Deutung gelangt man auch, wenn man das Flözprofil der Preußengrube einmal mit den entsprechenden Profilen am N-Rand der Hauptmulde vergleicht. Nach seiner Lage rangiert es zwischen dem Profil der Dorotkabohrungen und dem der Wolfganggrube ein. Stellt man es zwischen diese beiden Profile, die in der Profilreihe I wiedergegeben sind, so ergibt sich weitgehende Übereinstimmung.

Verfolgen wir jetzt an Hand der Profilreihe III die Flözentwicklung der Beuthener Mulde nach O über die Heinitzgrube hinweg, so zeigt sich wieder die bekannte Schichtenverjüngung in östlicher Richtung. Das Antonieflöz ist sowohl im Römhildschacht wie im Barbaraschacht der Heinitzgrube mit 5 m Mächtigkeit angetroffen worden, wesentlich höhere Flöze sind hier nicht vorhanden. Die Parallelisierung der tieferen Flöze — das Xaverflöz scheint gegen O langsam zu verkümmern — ergibt sich ohne weiteres aus den Profilen; eine Erläuterung erscheint entbehrlich, zumal die gewonnenen Ergebnisse in der folgenden tabellarischen Übersicht für sämtliche Gruben der Beuthener Mulde noch einmal erschöpfend zusammengestellt sind.

Der im vorstehenden durchgeführte Parallelisierungsversuch basiert im wesentlichen auf den bergbaulichen Aufschlüssen. Eine Beweisführung auf geologischer Grundlage vermag Verf. nicht durchzuführen. Wohl wurde insbesondere den petrographischen Verhältnissen, die früher oft zur Identifizierung der Flöze herangezogen wurden, große Aufmerksamkeit gewidmet, aber es stellte sich heraus, daß diesen petrographischen Argumenten keine universelle Bedeutung zukommt. Wohl bilden mächtige Sandsteinmittel, Konglomeratlagen oder Eisensteinausscheidungen auf kleinerem Gebiete oft beachtenswerte und brauchbare Grundlagen, für das Gesamtgebiet aber erweisen sie sich nicht als niveaubeständig, und die Ausbildung des Nebengesteins zeigt nicht die erforderliche Regelmäßigkeit, um darauf Gliederungsversuche aufbauen zu können. Es ist ja bezeichnend, daß frühere Parallelisierungsversuche, die auf solchen angeblich niveaubeständigen petrographischen Horizonten basierten, offenbare Fehlhorizontierungen von gewaltigem Ausmaß nicht ausschalten konnten. Auch die manchmal zu beobachtenden Süßwasserhorizonte erwiesen sich bisher für Gliederungszwecke nicht als brauchbar. Dagegen muß dem Floreninhalt der Flöze größere Bedeutung für Parallelisierungen zuerkannt werden. Mit dieser Frage beschäftigt sich z. Z. W. GROPP auf Grund seiner paläobotanischen Aufsammlungen. Wie sich danach das Bild darstellt, muß den Untersuchungen von GROPP vorbehalten bleiben, die demnächst zum Abschluß kommen werden. Dem Vernehmen nach werden sich keine wesentlichen Differenzen in der Auffassung ergeben.

Zum Schluß sei nur noch kurz auf die Gliederung der Rudaer Schichten eingegangen. GÄBLER legte die untere Grenze der Rudaer Schichten an die Unterkante des Veronika-Flözes, worin ihm NIEMCZYK (1930) und PETRASCHEK folgen. Verf. ist bei der Ausarbeitung seiner Karten hiervon abgewichen und hat in Übereinstimmung mit GOTHAN (1913) das Hangende des Einsiedelflözes als Untergrenze angenommen. Für den Verf. waren dabei vornehmlich Rücksichten auf die kartographische Darstellung maßgebend. Das unter dem Veronikaflöz liegende Marieflöz folgt in der Hohenzollerngrube über dem zweibankigen Einsiedelflöz, ist also sicher keine Oberbank des Einsiedelflözes, sondern ein selbständiges Flöz. Dieses Flöz verschmilzt auf der Heinitzgrube mit dem Veronikaflöz zu dem mächtigen Marie-Valeska-Flöz. Bei einer Wahl der Veronika-Unterkante als Liegendgrenze der Rudaer Schichten müßte

Delbrück-Scht. Öhringen-Grb. und Einheitliche Flözbezeichnung	Ludwigsglück-Grube	Castellengo-Abwehr-Grube	Preußen-Grube	Gräfin-Johanna-Grube	Hohenzollern-Grube	Karsten-Centrum-Grube	Beuthen-Grube	Heinitz-Grube	
Anhang									Obere Rudaer Schichten
Fundgruben-Fl.						I			
Nanette						—			
Hugo						—			
Antonie				VIII/IX		II		unbenanntes 5 m Flöz	
Xaver Begl. Fl.				VI/VII		III			
Xaver			Muldenflöz	V (+Va)		IV	VII	unbenannt	
Jakob			Cleophas	IVa		VI	V	Hugo (= Fl. VII i. Barbara-Sch.)	
Sonnenblume			Nanette	IV			IV		
Georgine Begl. Fl.			—	III		VIa	II	VIII/IX	
Georgine	Antonie	Hugo Antonie	Hugo Antonie	I/II	I/II	IX/X	I	X/XI	
Georg	Jakob-Sonnenbl.	Jakob-Sonnenbl.	Jakob-Sonnenbl.	Paulus	Paulus	XIa	Ida-Paul	Florentine	Untere Rudaer Schichten
Falva	Georgine	Georgine	Georgine	—	—	—	—	—	
Veronika	Georg	Georg	Georg	Veronika	—	XII	Otto O.B./Edgar	Marie-Valeska	
Marie	Veronika	Veronika	Veronika	Marie	Marie	XIII	Otto N. B.		
Einsiedel	Einsiedel	Einsiedel	Einsiedel	Einsiedel	Einsiedel	XIV	Grapow	XV	Sattelflöz-Gruppe

Vergleichende Flöztabelle der Rudaer Flözgruppe für die Gruben der Beuthener Mulde.

man diese Grenze folgerichtig in das Marie-Valeska-Flöz hineinlegen, was technisch naturgemäß auf Schwierigkeiten stößt. Deshalb wurde die andere Lösung bevorzugt.

Nach GÄBLER's Vorgang teilt man die Rudaer Schichten allgemein in eine untere und eine obere Partie. Die Grenze zwischen beiden legte GÄBLER an das Liegende des Georgineflözes. Auch hier wurde von GÄBLER's Einteilung abgewichen und die Grenze an das Hangende des Georgflözes gelegt. Das geschah ebenfalls aus Rücksichten auf die Darstellung. Denn, wie oben ausgeführt, ist das Georgineflöz meist kein einheitliches Flöz, sondern eine Flözgruppe, die verschieden tief hinabreicht. Eine Grenzziehung in GÄBLER's Sinne stößt daher technisch auf große Schwierigkeiten, die ausgeschaltet werden, wenn man das Hangende des einheitlichen Georgflözes als Grenze wählt. Die — allerdings nicht sehr wesentliche — Abweichung von dem traditionellen Schema mag willkürlich erscheinen. Sachlich begründet ist aber auch GÄBLER's Grenzziehung in keiner Weise, und deshalb glaubte Verf. unbedenklich den genannten Zweckmäßigkeitsgründen Rechnung tragen zu dürfen. Die kartographische Darstellung der Verhältnisse wird demnächst von der Pr. Geologischen Landesanstalt veröffentlicht werden.

Zusammenfassung

Die Zusammenfassung der Ergebnisse ist in der auf S. 93 abgedruckten Tabelle gegeben.

Literatur:

EBERT, TH.: Die stratigr. Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im Oberschlesisch. Steink.-Gebirge. — Abh. pr. geol. L.-A., N. F. H. 19, 1895.

GAEBLER, C.: Das oberschles. Steinkohlenbecken. Kattowitz 1909.

GOTHAN: Die oberschles. Steinkohlenflora. — Abh. pr. geol. L.-A., N. F., H. 75, 1913.

KÜNTZEL, M.: Beitr. zur Identifizierung d. oberschles. Steinkohlenflöze. Z. d. oberschles. B.- u. H.-Ver., Kattowitz, 34, 1895.

MICHAEL, R.: Die Geologie des oberschles. Steinkohlenbeckens. — Festschr. z. Bergmannstag in Breslau, 1913.

NIEMCZYK, O.: Die Ostrauer Schichten in der Gleiwitzer Sattelzone, Borna-Leipzig 1929.

—: Der Aufbau des oberschles. Karbonbeckens im Lichte älterer und neuerer geol. Erkenntnis. — Festschr. d. Ver. Techn. Bergbeamten Oberschlesiens, Berlin 1930.

Druckfertig abgeschlossen am 7. Dezember 1931.
„Imprimatur" erteilt am 15. März 1932.

Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläogeographie

Von Alfred Stahl, Berlin

(Hierzu Tafel 10 und 3 Abbildungen)

Inhaltsübersicht.

Seite

I. Überblick über die geologische Geschichte Oberschlesiens 95
II. Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges 99
A) Darstellung der Karbonoberfläche 99
B) Das Karbonrelief unter Triasbedeckung 100
C) Die großen Auswaschungen unter tertiärer Bedeckung 102
1. Das Alter der Rinnen 103
2. Der Verlauf der Rinnen im Wechsel der Auffassung 103
3. Charakter der Talrinnen 103
4. Das Ziel der Entwässerung 106
5. Der Ursprung der Hauptentwässerungsrinne 107
6. Die Gefälleverhältnisse 108
7. Die Beziehungen der alten Rinnen zu den heutigen Flußläufen 109
D) Die Karbonoberfläche unter diluvialer Bedeckung 110
III. Schlußbetrachtung 110
IV. Zusammenfassung 111
V. Literaturverzeichnis 111

I. Überblick über die geologische Geschichte Oberschlesiens

Oberschlesien ist ein außerordentlich „mobiles" Stück der deutschen Scholle, das im Laufe seiner geologischen Entwicklung den mannigfachsten Bewegungen ausgesetzt war und auch heute noch nicht voll zur Ruhe gekommen ist. Ursprünglich ist O/S, wie v. Bubnoff (1930, S. 352/353) kürzlich näher ausgeführt hat, das verbindende Zwischenstück zwischen dem moldanubischen Gneismassiv im W und dem wolhynisch-podolischen Massiv im O gewesen, also ein Teil des „frankopodolischen" Blockes, der das Rückgrat Europas bildet. Während des Kambrosilurs bis ins unterste Devon hinein war O/S wahrscheinlich vorwiegend Festland. Erst das Meer der Koblenzstufe griff allmählich von N her die alte Landbrücke zwischen Böhmen und Podolien an, die das mitteldevonische Meer schließlich ganz beseitigte. O/S wurde durch Senkung zu einer Verbindungsstraße eines nördlichen und eines südlichen paläozoischen Meeres, zugleich zu einer Depression zwischen einem westlichen und einem östlichen Hochgebiet. Die bretonische Faltung führte zur Unterbrechung dieser noch im Oberdevon bestehenden Meeresstraße. Sie legte den ostsudetischen Faltenbogen an, der nach Bederke (1930) aus zunächst südnördlicher Streichrichtung im Bereiche des heutigen mährischen Gesenkes

allmählich in die OSO-Richtung umlenkt, etwa auf das heutige polnische Mittelgebirge zu, hier im O eine ältere kaledonische Faltung wiederholend. Durch diesen Gebirgsbogen, der das oberschlesische Steinkohlenbecken im N umschlingt, wurde die nun einsetzende Sedimentation des oberschlesischen Karbons unabhängig von der Norddeutschlands. Nach BEDERKE's (1930) grundlegenden Untersuchungen hat der Ostsudetenbogen mit dem nordwärts bewegten rhenidischen Nordstamm des variszischen Gebirges nichts zu tun, sondern gehört einem südwärts bewegten, den jüngeren Dinariden vergleichbaren Südstamm an, der gegen W bzw. SW wahrscheinlich in den variszischen Alpen seine Fortsetzung hat, im O und SO nach Ansicht des Verf. möglicherweise — unter öfterem Richtungswechsel — in den Paläokarpathen. In dieser Beleuchtung wird O/S im Karbon zu einer typischen Vortiefe eines generell südlich bewegten Faltengebirges. Die oberschlesische Scholle sank im Karbon kontinuierlich um gewaltige Beträge ab, haben sich doch in dieser Zeit mehrere 1000 m mächtige Sedimente auf ihr abgelagert. Die asturische Phase der variszischen Gebirgsbildung, in der die bretonischen Bewegungen wieder auflebten, — eine „sudetische" Faltung ist zum mindesten für Westoberschlesien noch durchaus problematisch —, faltete diesen gewaltigen Schichtenkomplex mit nach dem Innern des Bogens abnehmender Kraft. Die eigenen Untersuchungen des Verf. (1932) im oberschlesischen Steinkohlenbecken haben eine volle Bestätigung der großtektonischen Auffassung BEDERKE's erbracht. Die Falten des Karbons laufen tatsächlich dem Ostsudetenbogen parallel, indem sie bruchlos aus der SN-Richtung am westlichen Beckenrand in die OSO-Richtung am nördlichen Beckenrand umbiegen. Die bekannte Orlauer Sattelzone z. B. — der Ausdruck „Orlauer Störung" ist verwirrend und sollte zweckmäßig fallen! —, die sich weiter im N als Boguschowitzer und schließlich als Gleiwitzer Sattelzone verfolgen läßt, findet ihre direkte, nach S umschwenkende Fortsetzung in dem Concordia-Sattel und dieser wiederum in dem Hindenburger Sattel, der mit bogenförmigem Verlauf um die Rudaer Mulde herum in den OSO streichenden Königshütte-Rosdziner Sattel übergeht. Das Umschwenken der Falten aus der SN- in die WO-Richtung vollzieht sich unter mancherlei Stauchungen in der Winkelpartie des Bogens, wo die zentripetal gerichteten Druckkräfte gegeneinander wirken. Die ältere Auffassung, nach der in O/S ein Faltengitter zweier verschiedenaltriger Faltungsrichtungen vorliegt, mußte danach zugunsten der von BEDERKE (1930) postulierten Einheitlichkeit der asturischen Faltung aufgegeben werden.

Nach Abschluß der asturischen Faltung blieb O/S bis in die untere Trias hinein Festland. Die abtragenden Kräfte bemächtigten sich des neugeschaffenen Gebirges. Sie führten zu den Schuttanhäufungen des Rotliegenden unter dem Einfluß eines ariden Klimas. Die Ablagerungen des Rotliegenden finden sich vornehmlich im östlichen Teil des Steinkohlenbeckens; es mag dahingestellt bleiben, ob diese Verteilung primär begründet ist oder eine Folge der im W infolge größerer Höhenlage stärkeren Abtragung. Beim Eindringen des Triasmeeres hat jedenfalls der westliche Teil des Beckens, wenn man von geringmächtigen problematischen Bildungen absieht, keine Permdecke mehr getragen im Gegensatz zu dem östlichen, wo die z. T. mächtigen Permablagerungen nach AHLBURG (1906) mäßige saalische Bewegungen vermuten lassen. Die marine Trias beginnt im oberschlesischen Steinkohlenrevier mit dem Röt. Die oberschlesische Scholle senkte sich bis zum Ende der Muschelkalkzeit um etwa 200 m (vgl. STAPPENBECK, 1928). Sie spielte zu dieser Zeit eine ähn-

liche Rolle wie im Mitteldevon, indem sie zur Verbindungsstraße des mediterranen Trias-Meeres mit dem nördlichen germanischen Triasmeere wurde. Allerdings trägt die Verbindung diesmal nur den Charakter eines seichten Wattenmeeres. Nach Ablagerung des Muschelkalkes fand wieder Verlandung statt, der oberschlesische Keuper ist bekanntlich keine marine Bildung. O/S blieb jetzt Festland bis in die untere Doggerzeit hinein. Während dieser Zeit spielte sich eine schwache saxonische Faltung in altkimmerischer Phase ab[1]), die die Trias in sanfte, vorwiegend OW streichende Sättel und Mulden legte, verbunden mit mäßiger Bruchbildung teils in der Querrichtung, teils in der Längsrichtung, wodurch im letzteren Falle die Mulden zu Muldengräben wurden.

Erst gegen Ende der unteren Doggerzeit tauchte O/S wieder unter das Meer. Es ist zweifelhaft, in welchem Umfange diese Jura-Transgression, die bis in den oberen Jura anhielt, deren Sedimente aber lediglich im O erhalten sind, das Steinkohlenbecken überflutet hat; es liegt aber nahe, an eine Jurabedeckung von größerer Geschlossenheit zu denken, die erst in der folgenden Festlandperiode während der unteren Kreidezeit der Abtragung anheimgefallen ist. Während der Sedimentation der oberschlesisch-polnischen Jura-Ablagerungen, die bis zum Kimmeridge aufwärts reichen, war das südlich benachbarte Beskidengebiet Festland, denn hier fehlen entsprechende Ablagerungen, und Petraschek (1928) hat gezeigt, daß der Strand des Doggermeeres nahe dem heutigen Karpathenrand gelegen hat, eine Verbindung mit der Thetys also nicht bestand. Erst im Tithon tauchten die Beskiden unter das Meer, wie die obertithonischen Stramberger Riffkalke zeigen. Es ist sehr bemerkenswert, daß Ablagerungen dieses Horizontes in O/S bzw. Polen fehlen, wo die Jurafolge mit dem Kimmeridge aufhört. Die oberschlesisch-polnische Platte tauscht also im obersten Jura mit den Beskiden die Rolle; wo bisher das Meer herrschte, entsteht Festland, während das bisherige Festland unter das Meer taucht. Die bisher nördlich geneigte Scholle nimmt also jetzt eine südliche Neigung an. Oberschlesien wird zum Hochgebiet, die Beskiden zum Tiefgebiet. Dieser Zustand dauerte während der unteren Kreidezeit fort. Die Abtragung des oberschlesischen Festlandes muß zu dieser Zeit sehr kräftig gewesen sein, sie hat im westlichen O/S auch die Trias weitgehend beseitigt und auf große Erstreckung den Karbonrumpf angeschnitten. Die Richtung der Entwässerung weist nach S zum karpathischen Unterkreidemeer. Im Gebiet der heutigen Oder zwischen Krappitz und Ratibor hat sich bereits damals eine breite Erosionsrinne mit südöstlichem Gefälle herausgebildet, die an ihren Rändern stark ansteigt. Das beweist die Höhenlage der Oberkreide, die im N bei Oppeln der Trias, im S dagegen dem Kulm auflagert (Unterkante der Oberkreide bei Oppeln und Schurgast + 120 m, bei Proskau etwa ± 0, bei Poln.-Neukirch + 20, an den Rändern bei Leobschütz + 230, auf dem Annaberge bei > + 400 m). Die Oberkreide-Transgression, die O/S vom Cenoman bis in das Senon hinein überflutete, fand daher ein ziemlich unruhiges Relief vor. Wieweit sie über O/S hinweggegangen ist, ist unsicher. Man kennt oberkretazische Ablagerungen von baltischem Typus im W bis in die Gegend von Ratibor, im O bis in die Gegend von Krakau. Trotz der Verschiedenartigkeit der Fazies ist ferner anzunehmen, daß das oberschlesische Oberkreidemeer angesichts der nahen räumlichen Beziehungen

[1]) Verf. folgt hier der Auffassung Petraschek's (1928).

mit dem karpathischen, insbesondere dem subbeskidischen Oberkreidemeer Verbindung gehabt hat. Das oberschlesische Steinkohlenrevier müßte danach entweder universell überflutet worden sein oder eine Insel im Oberkreidemeer gebildet haben. Mit Rücksicht auf den landfernen Charakter der turonen Plänerkalke und auf die Höhenlage der Oberkreidereste auf dem Annaberg scheint mir die erstere Auffassung den Vorzug zu verdienen. Die oberkretazische Überflutung Oberschlesiens setzt wieder eine neue Pendelbewegung der Scholle voraus, nämlich wieder eine nördliche Neigung. Sie geht etwa mit der austrischen[2]) Faltungsphase der Karpathen parallel, erreicht aber nur ein geringeres Ausmaß als die tithonische Schaukelbewegung; denn auch die Beskiden bleiben noch unter Meeresbedeckung, wenn auch unter sehr flacher, unter der sich die Oberkreide in Flyschfazies bilden mußte.

Der Rückzug des Oberkreidemeeres bedeutet für Oberschlesien wieder ein Umkippen der Scholle nach S. Oberschlesien hebt sich stark heraus und bildet im Alttertiär ein gegen 2000 m hohes, südlich geneigtes Hochplateau, an dessen S-Fuß im Karpathengebiet das alttertiäre Karpathenmeer brandete, von dessen Ablagerungen wir sowohl eozäne wie oligozäne kennen. Die Entwässerung des Festlandes kann nur nach S stattgefunden haben; sie schuf ein steil eingeschnittenes Rinnensystem, das wir später noch näher kennenlernen werden. Aber schon im Oligozän drang das Meer langsam gegen N vor bis ins südliche O/S, allmählich brackig werdend. Parallel mit der steirischen Karpathenfaltung im Oberoligozän, durch die die Beskidendecken auf das autochthone subbeskidische Vorland aufgeschoben wurden, pendelte die oberschlesische Scholle wieder abwärts, wurde zur Karpathenvortiefe und sank im Miozän stark ab, fast um den gesamten Betrag der früheren Heraushebung. Das aus dem Wiener Becken durch die mährische Pforte hereinflutende miozäne Schliermeer bedeckte allmählich das ganze westliche O/S, im N bis zu einer Linie Neiße—Krappitz—Tost. Der Meereseinbruch trug den Charakter einer Ingression bei fortschreitender Senkung der oberschlesischen Scholle. Das Meer drang zunächst — ebenso wie das Oligozänmeer — lediglich in die tiefen, cañonartigen Erosionstäler des Hochplateaus ein, eine Art Insel- und Halbinsel-Archipel erzeugend, wie wir ihn heute etwa in der nördlichen Adria vorfinden. Infolge weiterer Senkung des Landes wurde schließlich der größte Teil des Gebietes unter oder nahe an den Meeresspiegel gebracht. Erst im Obermiozän wich das Meer zurück, und in flachen Wasserbecken erfolgte der Absatz der obermiozänen Braunkohlenformation. Seitdem wird O/S wieder Hebungsgebiet, wenn auch den jungtertiären Karpathenbewegungen, in deren Folge O/S mit Karpathenschottern eingedeckt wurde, noch manche Schaukelbewegung geringeren Ausmaßes parallel gegangen sein mag. Mit der Einhüllung durch die Absätze der Eiszeit findet die geologische Geschichte Oberschlesiens im wesentlichen ihren Abschluß. Erwähnung verdient jedoch, daß nach NIEMCZYK's Untersuchungen (1923) die oberschlesische Scholle in der Gegenwart wieder in schwacher Senkung begriffen ist[3]).

Man gewinnt aus den skizzierten Bewegungen der oberschlesischen Scholle seit dem jüngeren Mesozoikum den Eindruck, daß diese im allgemeinen parallel mit der Zunahme der Karpathenpressung südliche Neigung annahm, mit dem

[2]) Bezügl. der Nomenklatur der Faltungsphasen vgl. STILLE (1924).

[3]) Es ist nicht unmöglich, daß die Häufigkeit der Gebirgsschläge im oberschlesischen Steinkohlenrevier mit der auch heute noch nicht voll beseitigten „Mobilität" der oberschlesischen Scholle in einem gewissen Zusammenhang steht.

Rückgang der Karpathenpressung aber wieder nach der anderen Seite ausschlug, um sodann von neuem das Pendelspiel zu wiederholen.

Von einer genetischen Erörterung der interessanten Pendelbewegungen der oberschlesischen Scholle und ihren Beziehungen zu den Karpathenfaltungen, insbesondere von der Aufrollung der Frage, ob die Faltungen eine rein passive Rolle im Rahmen der Schollenschrägstellung gespielt haben (Quiring, 1924) oder ob nicht vielmehr durch Vorstoß und Aufschiebung einer südlichen Scholle ein aktiver Druck erzeugt wurde, der die Faltung bedingte und gleichzeitig die Pendelbewegungen der oberschlesischen Scholle auslöste, sehe ich hier ab, um beim Thema zu bleiben. Ich gehe jetzt vielmehr dazu über, den soeben geschilderten Entwicklungsvorgang der oberschlesischen Scholle — wenigstens abschnittweise — an einer wertvollen Urkunde nachzuprüfen und zu erläutern, die bergmännischer Unternehmungsgeist in den Archiven der Natur in mühevoller und langjähriger Arbeit aufgedeckt hat, nämlich dem Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges.

II. Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges

Die zahlreichen Bewegungen der oberschlesischen Scholle nach der karbonischen Faltung bringen es mit sich, daß viele der meso- und neozoischen Formationen mit dem Steinkohlengebirge in direkte Berührung treten, so nach dem Rotliegenden die Trias, die Oberkreide, das Oligozän, das Miozän und endlich auch das Diluvium. Die Karbonoberfläche zeigt unter dieser verschiedenartigen Decke ein sehr wechselndes Aussehen und gestattet mancherlei interessante Rückschlüsse auf die geologische Vergangenheit. Das sehr ungleiche und z. T. außerordentlich unruhige Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges, wie es durch Bohrungen und Grubenaufschlüsse — heute freilich noch lückenhaft — nachgewiesen ist, hat deshalb von jeher das Interesse der Fachleute erregt, ganz abgesehen von der hohen praktischen Bedeutung, die es für den Bergbau hat.

A. Darstellung der Karbonoberfläche

Die erste zusammenfassende Übersicht über die Gestaltung der Karbonoberfläche des Gesamtgebietes gab Gäbler im Jahre 1897, allerdings in skizzenhafter Form. Eine, wenn auch sehr lückenhafte Isohypsendarstellung brachte sodann die von Flegel und Quitzow bearbeitete Flözgruppen-Übersichtskarte von O/S (1 : 200 000) im Jahre 1913. Ihr folgte 1926 die von Jahr (O. B. A. Breslau) bearbeitete Flözkarte Oberschlesiens (1 : 50 000), welche die Karbonoberfläche in den gut erschlossenen Teilen mit Isohypsen größeren Abstandes sehr sorgfältig wiedergibt. Die letzte großzügige Übersicht gab Patteisky 1928. Vorangegangen waren diesen universellen Arbeiten Spezialdarstellungen des gut aufgeschlossenen Ostrau-Karwiner Teilgebietes, wo zuerst Fillunger (1903) ein detailliertes, in der geologischen Literatur sehr beachtetes Relief schuf, dem weitere Darstellungen von Folprecht (1923) und Götzinger (1928) folgten. Diese Teildarstellungen gewinnen durch den z. T. geringen (10 m) Abstand der Isohypsen besondere Anschaulichkeit. In bergbaulich weniger gut erschlossenen Gebieten stellen sich entsprechenden Darstellungsversuchen naturgemäß große Fehlerquellen entgegen, und bei der Anfertigung exakter markscheiderischer Flözkarten, zumal in großem Maßstab, werden deshalb Bedenken gegen eine detaillierte Isohypsendarstellung

der Karbonoberfläche oft am Platze sein. Wenn es sich aber darum handelt, ein für geologische Zwecke bestimmtes, anschauliches morphologisch-geologisches Bild der Karbonoberfläche zu geben, wird man geneigt sein, solche Bedenken mehr in den Hintergrund treten zu lassen. Bei der im Auftrage der Pr. Geologischen Landesanstalt vom Verf. kürzlich durchgeführten Neuaufnahme des deutsch-oberschlesischen Karbonanteiles auf den Meßtischblättern Beuthen, Hindenburg und Gleiwitz[3a]), bei der sich zum Unterschied von vorhandenen Flözkarten eine Projektion der Verhältnisse auf die Karbonoberfläche als zweckmäßig erwies, konnte Verf. daher dem Wunsche nicht widerstehen, die Karbonoberfläche als Relief anschaulich hervortreten zu lassen. Das setzte die Wahl eines Isohypsenabstandes von 10 m als notwendig voraus[4]). Mögen dem durchgeführten Versuch auch erhebliche Mängel anhaften, die bei weiteren Aufschlüssen ständige Korrekturen erfordern werden, als geologisches Anschauungsbild dürfte die Karte gleichwohl gewinnen. Bei dem Bestreben, über die Gestaltung des Reliefs und ihre Ursachen in dem bearbeiteten Gebiete Klarheit zu gewinnen, ergab sich die Notwendigkeit, weit über den Rahmen des speziellen Arbeitsgebietes hinauszugehen. Es wurde deshalb der Versuch unternommen, unter Benutzung der vorhandenen Unterlagen im M. 1 : 200 000 das Karbonrelief eines wesentlich größeren Gebietes zu konstruieren, allerdings lediglich mit Isohypsen von 100 m Abstand. Das Ergebnis dieser Arbeiten stellt die beiliegende, auf 1 : 400 000 reduzierte Karte dar, die naturgemäß angesichts der noch vorhandenen Lücken im Aufschluß und der vielfach sich widersprechenden Unterlagen auch nur ein in großen Zügen zutreffendes Anschauungsbild wiedergeben kann und will und überdies in weitgehendem Maße der subjektiven Auffassung des Verf. Rechnung trägt. Betrachten wir jetzt an Hand dieser Karte die Oberfläche des oberschlesischen Karbons näher.

B. Das Karbonrelief unter Triasbedeckung

Verhältnismäßig ruhig ist das Relief unter der Triasdecke am N-Rand des Beckens. Eine flache Einsenkung bezeichnet hier, wie bereits GÄBLER betonte, den Verlauf der Beuthener Mulde. GÄBLER, der diese Senke als „Faltungstal" bezeichnete und genetisch mit der Beuthener Steinkohlenmulde in Beziehung bringen wollte, nahm an, daß die Senke in der Gegend von Gleiwitz aus der OSO—WNW-Richtung parallel zum Beckenrand in die NS-Richtung nach Mähr.-Ostrau zu umbiegt, indessen sind dafür keinerlei Anhaltspunkte vorhanden. Auch die Abhängigkeit der Senke von der Karbonfalte der Beuthener Mulde kann nicht anerkannt werden, denn wie eingangs erwähnt, wechselt die Streichrichtung der karbonischen Faltung durch Stauchungen stark, bei Hindenburg schwenkt die Beuthener Mulde erst nach S, dann knickartig nach N und später wieder nach S um. Die Höhenkurven der Karbonoberfläche machen diese Schwenkungen nicht mit, schneiden hier vielmehr die Karbonfalten fast rechtwinklig. Eine genetische Abhängigkeit der Senke von dem Verlauf der Karbonmulde ist deshalb zu verneinen, zumal auch im Bereich der eigentlichen Beuthener Mulde die Muldenachse sich in ihrer Lage nicht mit der Achse der Senke deckt, sondern weiter südlich verläuft. Dagegen bestehen deutliche Beziehungen der Senke zu der saxonischen

[3a]) Diese Karten werden demnächst im Druck erscheinen.

[4]) Die Berginspektion III in Hindenburg hat für ihr Grubenfeld bereits eine solche Konstruktion durchgeführt, die dem Verf. freundlichst zur Verfügung gestellt wurde, und auch die übrigen Gruben konnten wertvollen Rat erteilen.

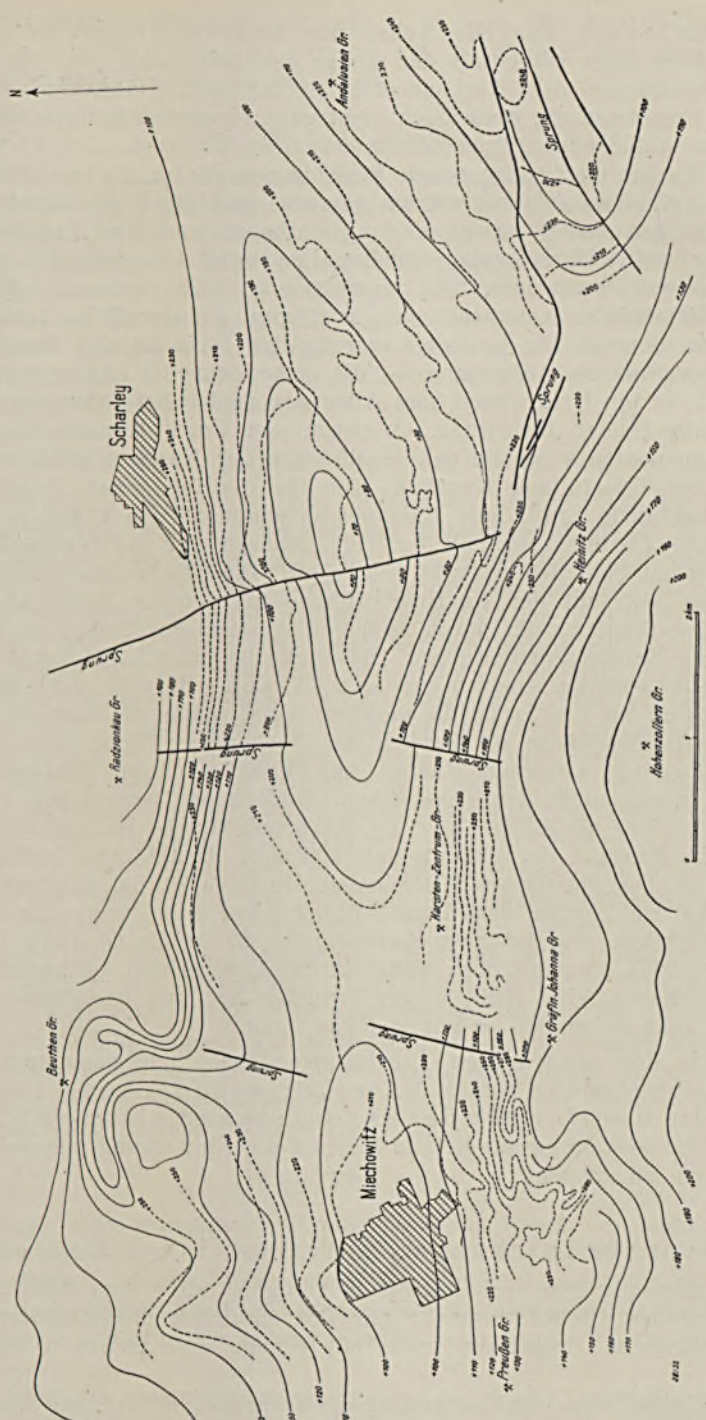


Abb. 1. Vergleich der Isohypsen der Karbonoberfläche (ausgezogene Linien) mit denen des triassischen Sohlensteins (gestrichelte Linien) in der Beuthener Mulde.
(Wo die Isohypsen bei kleinem Abstand sich decken, sind nur die Sohlenstein-Isohypsen dargestellt worden.)

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Beuthener Triasmulde. Die Achse der Senke deckt sich in ihrem Streichen und ihrer Lage völlig mit der Achse der Triasmulde, wie ein Vergleich der Höhenkurven der Karbonoberfläche mit den Höhenkurven des bergbaulich gut erschlossenen, wenn auch nicht ganz niveaubeständigen Sohlensteins unter dem erzführenden Triasdolomit erkennen läßt (vgl. Abb. 1). Auch sonst zeigt das Karbonrelief weitgehende Beziehungen zu den Faltenelementen der Trias, es sei z. B. darauf aufmerksam gemacht, daß die Höhenkurven der Karbonoberfläche den Sattel zwischen der Beuthener und der Tarnowitzer Triasmulde sehr gut widerspiegeln. Solche Homologien würden sich z. T. auch erklären lassen, wenn man mit STAPPENBECK (1928) annimmt, daß in den Senken prätriassische Auswaschungen vorliegen, die der Trias als Sedimentationsbecken dienten. Die heutige Lagerung der Trias ist aber fraglos — auch nach STAPPENBECK's Auffassung — die Folge eines Faltungsvorganges[5]), und für die Frage nach dem Alter der Senken ist daher die Feststellung von maßgebender Bedeutung, ob neben den Umriß-Homologien auch Neigungs-Homologien zwischen den Hohlformen der Karbonoberfläche und den Schichten der Triasfüllung bestehen. Die für die Beuthener Triasmulde in Abb. 1 durchgeführte Probe aufs Exempel entscheidet diese Frage in positivem Sinne. Die Übereinstimmung der Höhenkurven der Karbonoberfläche und des triassischen Sohlensteins geht sehr weit. Das flache Muldentief der Triasmulde bildet sich auf der Karbonoberfläche in gleicher Weise ab, und das Ansteigen der Ränder zeigt durch analogen Abstand der Isohypsen völlig übereinstimmende Neigungsverhältnisse. Die Senke ist danach fraglos keine prätriassische Auswaschung, sondern eine saxonische Synklinal-Hohlform und jünger als die Trias. In gleicher Weise deute ich auch die Einbeulung der Karbonoberfläche im Bereich der Tarnowitzer Triasmulde. Hier schaltet sich allerdings zwischen Karbon und Trias mächtiges Rotliegendes ein, so daß die Senke nicht den triassischen, sondern den permischen Untergrund bezeichnet, aber die Einbeulung der Karbonoberfläche ist auch hier im wesentlichen ein Produkt der saxonischen Faltung. Denkt man sich diese Einbeulungen, die posttriassisches Alter haben, fort, so ergibt sich, daß die Karbonoberfläche zu Beginn der Trias-Sedimentation sehr weitgehend eingeebnet war. Wirkliche prätriassische Auswaschungen, für die QUITZOW (1921) und AHLBURG (1906) einzelne, mir nicht durch Augenschein bekannte Beispiele angeführt haben, sind recht untergeordneter Art und beeinflussen das morphologische Bild im großen so gut wie gar nicht.

Als Ergebnis der vorstehenden Erörterungen fasse ich zusammen, daß die Karbonoberfläche im N unter Triasbedeckung im wesentlichen die Hohlformen der saxonischen Faltung wiedergibt, daß also die Gestaltung des Reliefs hier auf die Einwirkung mesozoischer Faltungsvorgänge zurückgeht.

C. Die großen Auswaschungen unter tertiärer Bedeckung

Vergleicht man mit dem verhältnismäßig ruhigen, unter dem Schutze der Triasdecke erhaltenen Relief nunmehr das des südlichen Beckenteiles, dem heute die geschlossene Triasdecke fehlt, mit seinen steil zwischen höheren

[5]) Jedenfalls sicher eines Schichtenverbiegungs-Vorganges, in welchem Sinne der Ausdruck „Faltung" verstanden werden mag.

Rücken eingeschnittenen Cañontälern, die aus der Karte ohne weiteres abgelesen werden können, so wird es von vornherein klar, daß diese letzteren jünger sein müssen als die Trias.

1. Das Alter der Rinnen

Für die Frage nach dem Alter dieser Täler, die uns jetzt beschäftigen sollen, sind die Aufschlüsse der Oberkreide in der Gegend von Leobschütz von Bedeutung. Da die Oberkreide hier nicht in den Tälern liegt, sondern auf dem Plateau, müssen die Täler jünger sein als die Oberkreide. Ihre obere Altersgrenze wird dadurch festgelegt, daß sie durchweg von den Sedimenten des marinen Miozäns ausgefüllt sind. Aber im südlichen O/S wurden in den fraglichen Talrinnen bei Zawada und Pallowitz bereits Schichten des marinen, subbeskidischen Oligozäns nachgewiesen, so daß sich für das Talsystem ein präoligozänes, etwa eozänes Alter ergibt[6]).

2. Der Verlauf der Rinnen im Wechsel der Auffassung

Betrachten wir jetzt das Talsystem näher. Gäbler unterschied — abgesehen von dem „Faltungstal" der Beuthener Mulde — in der Hauptsache vier größere Erosionsrinnen: das untere Klodnitztal mit westlichem Gefälle, ferner ein im Zuge der oberen Klodnitz beginnendes, über Pilchowitz ins Birawkatal abfallendes Tal, sodann eine tiefe Rinne, die zunächst dem Gostynetal folgt und schließlich im Laufe der heutigen Ruda zur Oder hinabstrebt (Orzescher Tal) mit mehreren Seitentälern, und endlich das Olsa-Oder-Tal mit nordwestlichem Gefälle. Bereits Michael (1913) und seine Mitarbeiter wichen bezügl. des Orzescher Tales von Gäbler's Darstellung ab und gaben dessen östlichem Teil einen nach S über Pleß umbiegenden Verlauf mit östlich bzw. südlich gerichtetem Gefälle, eine Abänderung, die durch die neueren Bohraufschlüsse gerechtfertigt erscheint und auch von Patteisky übernommen wurde. Das Olsa-Oder-Tal Gäbler's trennten Patteisky und Folprecht (1928) in einen südöstlichen, nach S entwässernden Teil und einen nordwestlichen mit Gefälle nach NW. Die von ihnen konstruierte Wasserscheide kann aber nicht anerkannt werden, denn in ihrem Gebiet hat nach Ausweis der Flözkarte des O. B. A. Breslau die Bohrung Poln. Leuthen 850 m Tertiär durchsunken. Das Birawkatal Gäbler's ist nach den Ermittlungen des Verf. auf der Karbonoberfläche nicht nachweisbar, das von der oberen Klodnitz über Pilchowitz hinabziehende Tal dürfte vielmehr in das heutige Rudatal übergehen. Nach den Überlegungen des Verf. ergibt sich daher die in der anl. Karte wiedergegebene Konstruktion des Karbonreliefs, auf die hier bezügl. der Lage der einzelnen Rinnen verwiesen sein mag.

3. Charakter der Talrinnen

Wenn man versuchen will, sich über das Wesen der alten Talrinnen Klarheit zu verschaffen, so beginnt man zweckmäßig mit der Betrachtung der OW verlaufenden Rinnen, deren quer zur Hauptentwässerung gerichteter, merkwürdig paralleler Lauf an besondere Entstehungsbedingungen denken läßt. Die tertiäre Rinne des oberen Klodnitztales ist die unmittelbare Fortsetzung

[6]) Auf die speziellere Horizontierung der fragl. Tertiärablagerungen soll hier nicht eingegangen werden, da die Auffassungen noch nicht einheitlich sind.

der Synklinalhohlform der Beuthener Triasmulde. Gegenüber älteren Darstellungen ist zu betonen, daß diese Rinne nicht schon bei Gleiwitz beginnt und somit zunächst NW verläuft. Tritt doch bei Laband im Klodnitztal der Muschelkalk zutage! Der Ursprung der Rinne weist vielmehr über Schechowitz, wo mächtiges Miozän erbohrt wurde, geradlinig nach O in die Beuthener Mulde hinein. Wenn man anstatt der Karbonoberfläche das vormiozäne Relief konstruieren würde, so würde man den Verlauf der alten Klodnitzrinne wahrscheinlich noch weit in die Beuthener Triasmulde hinein verfolgen können, hier in die Trias eingeschnitten. Die Rinne empfängt zwischen Peiskretscham und Tost eine von NO aus der Tarnowitzer Triasmulde kommende Zuflußrinne, die sich bis in die Gegend von Pniow durch stärkere Miozänablagerungen bemerkbar macht. Wenn auch im W, im Verlauf der heutigen unteren Klodnitz, die Trias größtenteils der Abtragung anheimgefallen ist, so ist doch anzunehmen, daß die Beuthener Triasmulde sich einst viel weiter nach W erstreckt hat — sind doch z. B. bei Kl. Althammer noch Triasschichten erbohrt worden —. Die tertiäre Rinne der oberen Klodnitz repräsentiert sich danach als ein Synklinaltal. Das gleiche dürfte für die nächst südliche Rinne anzunehmen sein. Wie aus MICHAEL's geologischer Übersichtskarte von O/S hervorgeht, schart sich in der Gegend von Chrzanow in Polen die südöstliche Fortsetzung der Beuthener Triasmulde mit einer zweiten Triasmulde, die mit Unterbrechungen gegen W auf die Gegend von Kl. Paniow hinzielt. Dem westlichen Teil dieses Triaszuges entspricht der Verlauf des alten oberen Klodnitztales, auf dessen Rinnenboden bei Althammer die Trias durch Bohrung nachgewiesen wurde. Die Verhältnisse scheinen also ähnlich zu liegen wie im Falle der Oberklodnitz-Rinne. Schließlich ist auch für das Orzescher Tal nach den Resten der Triasdecke in dieser Gegend eine Anlage als Synklinaltal noch wahrscheinlich. Es spricht also manches dafür, daß die OW verlaufenden tertiären Erosionsrinnen in Triasmulden mit damals vielleicht noch vorhandenem (weichen) Keuperkern zur Entstehung gelangten, also Synklinaltäler darstellen. Dadurch erklären sich sowohl Lage und Richtung wie auch der epigenetische Vertiefungsprozeß der OW verlaufenden Rinnen recht ungezwungen, und man braucht im allgemeinen nicht anzunehmen, daß prätertiäre Brüche den alten Flußläufen den Weg gewiesen haben, wie das vielfach in der Literatur behauptet wird, ohne daß jedoch dafür tatsächliche Beweise erbracht wurden. Noch entschiedener ist m. E. die Heranziehung enormer postmiozäner Einbrüche für die Entstehung der alten Rinnen abzulehnen. v. BUBNOFF (Lit. 4) wies bereits darauf hin, daß der von MICHAEL (Lit. 11) angenommene 1000 m hohe „Orzescher Bruch" am N-Ufer des Gostynetales sich weiter im W, in der Rybniker Gegend, im Deckgebirge nicht mehr bemerkbar macht. Er ist tatsächlich in keiner Weise erwiesen und das Orzescher Tal läßt sich im Rahmen des gesamten Karbonreliefs ohne Schwierigkeit als reine, cañonartige Erosionsrinne erklären. Einen sehr eindeutigen und instruktiven Aufschluß zur Klärung der Frage, ob in den tiefen Rinnen Einbrüche zu sehen sind oder reine Erosionsbildungen, hat kürzlich die Gleiwitzer Grube gemacht. Die Ausrichtungsarbeiten stellten unter der heutigen Klodnitz, südlich von der Gleiwitzer Hütte, eine bis etwa — 100 m (N. N.) hinabreichende, von marinem Miozän erfüllte Auswaschung fest, die nach Lage der Bohraufschlüsse in dieser Gegend mit südlichem Gefälle östlich Schönwald in die alte Oberklodnitz-Pilchowitzer Rinne einmündet. Ein tieferer, bei — 140 m gelegener Aufschluß steht bereits unter dieser Auswaschung,

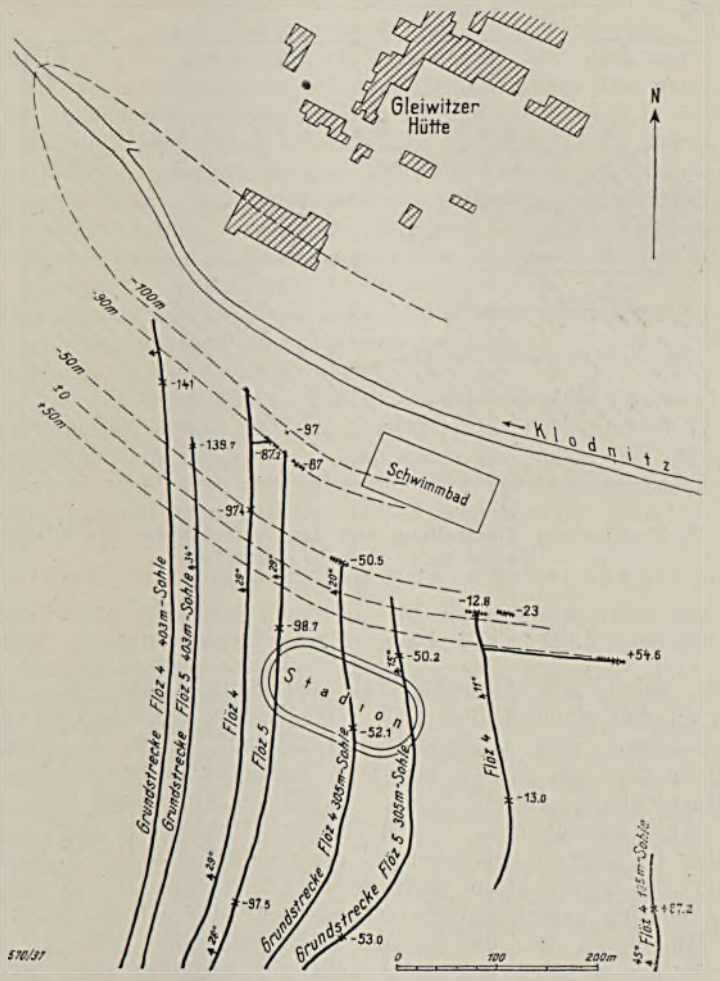


Abb. 2. Grundrißliche Darstellung von den Aufschlüssen der Gleiwitzer Grube unter dem Klodnitz-Tal.

ohne daß sich in dem Flözverlauf irgendeine Störung gezeigt hat. Die auf markscheiderischen Unterlagen[7]) beruhenden Abb. 2 u. 3 veranschaulichen die Verhältnisse und zeigen, daß von einer tektonischen Entstehung der Rinne keine Rede sein kann. Die Rinne ist ähnlich steil eingeschnitten wie der Orzescher Cañon, der Höhenunterschied zwischen Rinnensohle und den benachbarten Plateaus beträgt hier rund 300 m, erreicht also einen sehr ansehnlichen Betrag, wenn er auch dem des Orzescher Cañons (900 m) noch erheblich nachsteht. Prinzipiell aber ist kein Unterschied anzuerkennen, und der reine Erosionscharakter der tiefen Tertiärrinnen findet damit eine starke Stütze.

[7]) Ich verdanke sie Herrn Markscheider Müller von der Gleiwitzer Grube.

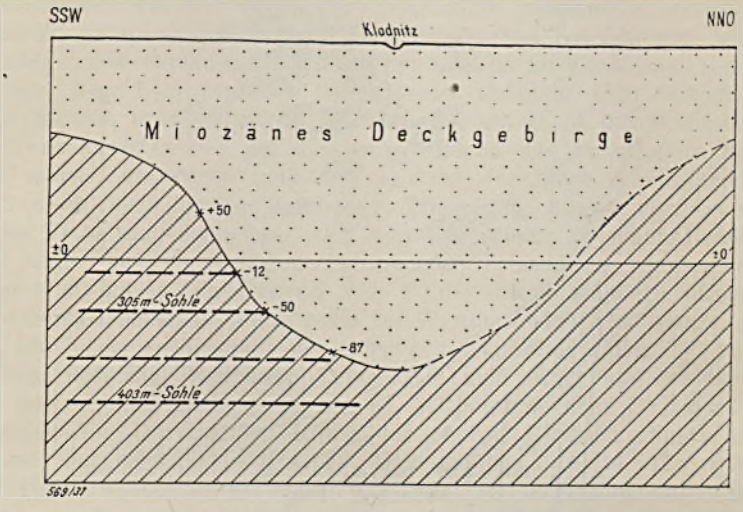


Abb. 3. Profilarische Darstellung von den Aufschlüssen der Gleiwitzer Grube unter dem Klodnitz-Tal.

4. Das Ziel der Entwässerung

GÄBLER nahm das Olsa-Oder-Tal als Sammelrinne der alten Entwässerung an und einen Abfluß nach NW. Diesen Gedanken nahmen FRECH (1913) und später auch v. BUBNOFF (1926) auf, indem sie eine „tertiäre Oder" geltend machten, die das oligozäne Nordmeer in Brandenburg, das miozäne in Mecklenburg erreicht haben soll. Diese Auffassung kann der Kritik in keiner Weise standhalten. Der prätertiäre Untergrund liegt nach meiner Konstruktion im Odertal bei Cosel bei etwa — 400 m unter N. N., nach PATTEISKY's (1928) Konstruktion noch wesentlich tiefer. Bei Krappitz durchbricht die heutige Oder den oberschlesischen Muschelkalkrücken bei etwa + 180 m. Hier kann also die tertiäre Oder unmöglich geflossen sein. Aber auch ein weiter westlich gelegener Lauf der tertiären Oder ist nach der Höhenlage des prätertiären Untergrundes ausgeschlossen. Bis Grottkau erstreckt sich von den Sudeten her der kristalline Untergrund in geringer Tiefe nach Osten, bei Proskau, Oppeln und Schurgast reicht die Oberkreide nahezu bis zutage. Südlich von Breslau hat TIETZE (1915) nachgewiesen, daß die ±0 Kurve des älteren Untergrundes sich von Kanth über Rothsürben—Ohlau bis nach Oels durch Bohraufschlüsse festlegen läßt. Für eine nach NW abfließende tertiäre Oder bleibt also nach den Untergrundsverhältnissen im N keinerlei Raum. Das Odergebiet zwischen Krappitz und Breslau ist vielmehr im Tertiär gegenüber dem südlichen Teil zwischen Krappitz und Oderberg ein Hochgebiet gewesen. Die Karbonoberfläche fällt allerdings nördlich der Linie Krappitz—Tost nach N ab, sie liegt bei Oppeln bei — 470 m, bei Leschna im Kreise Rosenberg bei etwa — 1000 m, aber diese Abdachung der Karbonoberfläche ist wieder ein Produkt der saxonischen Faltung, sie bezeichnet die Hohlform der im N gelegenen großen Triasmulde. Die prätertiäre Oberfläche aber hat mit dieser Einbeulung der Karbonoberfläche nichts zu

tun, für sie war letztere durch die mächtigen Triassedimente ausgeglichen. Die „tertiäre Oder" kann infolgedessen unmöglich nördliches, sondern nur südliches Gefälle gehabt haben. Das ergibt sich auch aus einem Vergleich der Niveauverhältnisse der östlichen Zuflußrinnen. Die nördlichere Zuflußrinne im Verlauf des heutigen unteren Klodnitztales bleibt in ihrem Gefälle gegenüber der südlicheren, dem Pilchowitzer Tal, um etwa 200 m zurück (Karbonoberfläche bei Sersno etwa —100, bei Nieborowitz etwa —300). Es wurde bereits erwähnt, daß nach neuerer Auffassung (Patteisky) im südlichen O/S durchweg eine südliche Richtung der alten Entwässerung angenommen werden muß, das gleiche ergibt sich jetzt auch für das alte Odertal. Die von Patteisky postulierte Wasserscheide im Olsa-Oder-Tal muß deshalb fallen, zumal sie, wie eingangs betont, sich auch nicht mit den tatsächlichen Bohraufschlüssen in Einklang bringen läßt[8]). Das Ziel der gesamten Entwässerung des oberschlesischen Karbonbeckens in alttertiärer Zeit war somit das alttertiäre Südmeer, und mit dieser Auffassung steht auch der generell südliche Abfall der Karbonoberfläche voll in Einklang, die unter den Beskiden das —1000-m-Niveau noch weit unterschreitet. Die Verhältnisse bestätigen somit die im paläogeographischen Teil gemachten Angaben durchaus.

5. Der Ursprung der Hauptentwässerungsrinne

Wenden wir uns jetzt der Frage zu, wo die Hauptentwässerungsrinne, die tertiäre Oder, ihren Ursprung hat. Wir mußten bereits feststellen, daß sie über den oberschlesischen Muschelkalkrücken von Krappitz nicht wesentlich nach N hinweggereicht haben kann. Damit stimmt auch der Verlauf der N-Grenze des marinen Miozäns durchaus überein. Man könnte deshalb geneigt sein, die Rinne der unteren Klodnitz als Quellfluß der tertiären Oder anzusprechen. Einer solchen Auffassung widerspricht aber das Ergebnis der Bohrung Lorenzdorf bei Kujau. Hier wurde im Niveau —300 N. N. der Kulm noch nicht erreicht, die Bohrung steht vielmehr bis zu dieser Tiefe im Tertiär, und zwar im unteren Teil im marinen Miozän, und soll dann noch einige Meter Senon durchsunken haben. An dieser letzteren Angabe scheinen mir Zweifel berechtigt zu sein; denn eine derartige Tiefenlage der Oberkreide ist durchaus unwahrscheinlich, liegt doch die Unterkante der Oberkreide im dicht benachbarten Proskauer Gebiet bei etwa ±0, bei Poln.-Neukirch bei etwa +20 m. Der von Frech (1913) zur Erklärung der verschiedenen Höhenlage der Oberkreide bei Oppeln und auf dem Annaberge angenommene Oppelner Bruch vermag die Gesamtheit der Niveaudifferenzen der Oberkreide, wie sie im ersten Teil dieser Arbeit genannt wurden, nicht zu erklären, abgesehen davon, daß er aus anderen Gründen unwahrscheinlich ist. Denn wie die Bohrungen von Kronstadt und Karlsruhe erwiesen haben, wird die Trias an ihm im N nicht in größere Tiefe versenkt, und auch das Aufhören des oberschlesischen Muschelkalkzuges bei Krappitz hat seinen Grund sicher in Erosionswirkungen, nicht in tektonischer Beeinflussung. Es wurde bereits im ersten Teile betont, daß die „tertiäre Oder" schon in der Unterkreide-Zeit einen Vorläufer gehabt hat, daß sich bereits damals eine breite Erosionsrinne mit südlicher

[8]) Patteisky hat bei seiner Konstruktion auch in keiner Weise der Bohrung Poln.-Neukirch Rechnung getragen, die den Kulm bei ca. + 20 m festgestellt hat, die Kreide-Oberkante bei + 74 m.

Neigung herausgebildet hat, deren Ränder nach O und W ansteigen, die aber weiter nach N ausgeholt hat als die tertiäre Oder. Diese alte Erosionsform, die das Oberkreidemeer vorfand, erklärt m. E. die Differenzen in der Höhenlage der Oberkreide völlig ausreichend, die Heranziehung von Brüchen, von denen ein einzelner nicht ausreichend wäre, erscheint entbehrlich. Eine derartig abnorme Tiefenlage der Oberkreide, wie sie in Lorenzdorf vorliegen soll, würde aber auch bei dieser Deutung unverständlich sein. Ich halte es daher für wahrscheinlich, daß in dem angeblichen Senon von Lorenzdorf tatsächlich marines Miozän zu sehen ist, in dem kretazisches, aus der Proskauer Nachbarschaft stammendes Material zur Umlagerung gelangte. Man könnte vielleicht auch noch an einen herabgestürzten Oberkreideblock denken, jedenfalls schwerlich an autochthone Oberkreide. Danach wäre der Kulm-Untergrund bei Lorenzdorf in geringer Tiefe unter der Bohrlochsohle zu erwarten, also bald unter —300 m NN. Lorenzdorf liegt somit fraglos im Bereich einer alttertiären Auswaschung[9]), so daß die Spur der alten Oderquelle nach W weist. Es ist nun von großem Interesse, daß man bei Neiße mit Bohrungen nicht, wie erwartet, den alten Gesteinsuntergrund in geringer Tiefe erreicht hat, sondern unter Obermiozän bis nahezu 200 m Tiefe marines Miozän feststellte, ohne den prätertiären Untergrund erreicht zu haben, und danach die Verbreitungsgrenze des marinen Miozäns — entgegen früheren Annahmen — im W bis in die Gegend von Neiße ausdehnen mußte. Der alte Untergrund liegt also bei Neiße bei höchstens ± 0, d. h. es zeigt sich auch hier eine von marinem Miozän erfüllte Rinne, deren Abflußrichtung vom alten Gebirge fort nach O weist. Wir werden daher den Ursprung der tertiären Oder in der Gegend westlich von Neiße zu suchen haben mit zunächst östlich über Lorenzdorf gerichtetem, bei Krappitz nach SSO umschwenkenden und hier die östlichen Zuflüsse aufnehmenden Lauf. Dadurch werden die abgelegenen Miozänsedimente von Neiße, die sonst schwer erklärbar wären, ohne weiteres verständlich.

6. Die Gefälleverhältnisse

Für die Oberklodnitz-Pilchowitzer Rinne errechnet sich von Emanuelssegen bis Nieborowitz ein Gefälle von 650 m auf 30 km Luftlinie, d. h. von etwa 2,2 m auf 100 m. Dieser Betrag kann auch für die übrigen Rinnen als ein Durchschnittswert angesprochen werden. Fraglos ist ein solches Gefälle sehr erheblich, zumal es sich nicht um Gebirgstäler, sondern um Plateautäler handelt. Man kann aber v. Lozinski (1924) nicht zustimmen, wenn er betont, daß die Gefälleverhältnisse das gewagteste Maß von Erosionsformen übersteigen, und wenn er deshalb die Erosionsnatur der Rinnen überhaupt in Zweifel ziehen will. Die Reliefkarte zeigt, daß O/S im Alttertiär ein nach S abfallendes Hochplateau bildete. Wenig südlich vom Karpathenrand liegt bereits die —1000-m-Kurve der Karbonoberfläche. Letztere gibt hier allerdings nicht den prätertiären Untergrund präzise wieder, denn unter dem Alttertiär liegt hier meist noch die subbeskidische Oberkreide in mehr oder weniger großer Mächtigkeit. Berücksichtigt man diesen Faktor, so muß das —1000-m-Niveau des prätertiären Untergrundes weiter nach S verlegt werden.

---

[9]) Das anscheinend wenig zerschnittene Kulm-Plateau westlich der Oder fällt nach O und N sehr sanft ab, wie die Bohraufschlüsse von Leobschütz (+ 230 m), Bauerwitz (+ 180 m) und Poln.-Neukirch (+ 20 m, Kreideoberkante + 75 m) beweisen.

Man kommt dann zu dem Ergebnis, daß die Luftlinien-Entfernung des —1000-m-Niveaus von den hohen Plateaugebieten im N (+300 m) 50—60 km beträgt. Auf diese Entfernung wird ein Gefälle von 1300 m überwunden, d. h. von 2,5 m auf 100 m, ein Betrag, der sich mit dem tatsächlichen Gefälle der Rinnen gut deckt, wenn man bedenkt, daß letztere ja Umwege machen. Es ist anzunehmen, daß der alttertiäre Meeresspiegel noch tiefer gelegen hat als das heutige —1000-m-Niveau, so daß die Meereshöhe des alttertiären oberschlesischen Plateaus auf etwa 2000 m eingeschätzt werden kann. Diese Höhe wird die Entwässerung auf vielleicht 100 km Länge überwunden haben, denn im Unterlauf muß sich ja das Gefälle mehr und mehr ermäßigen. Wir gewinnen also von dem alttertiären O/S die Vorstellung eines etwa 2000 m hohen Hochlandes, dessen Plateau etwa 100 km vom Meere entfernt lag, und von dem die Erosionsadern in verhältnismäßig kurzem Lauf zum Meere hinabstrebten. Ein arides Klima mit starken periodischen Niederschlägen begünstigte das Steilgefälle und unterstützte gleichzeitig die Herausbildung cañonartiger Talformen. Wenn die nördliche Talwand des Orzescher Cañons auf 1 km Entfernung um 900 m abbricht, so ist das durchaus keine aus dem Rahmen fallende Erscheinung, für die man tektonische Ursachen heranzuziehen gezwungen wäre. Der Vergleich, den Frech mit dem Colorado-Plateau in Arizona gezogen hat, scheint mir allerdings weniger glücklich zu sein als ein Vergleich mit den küstennahen Hochländern Hochafrikas. Hier finden wir analoge Verhältnisse nicht selten. Die Entwässerungsadern, die z. B. von den mehr als 2000, ja z. T. mehr als 3000 m hohen Plateaus des Basutolandes (Drakensberge) zur natalischen Küste des indischen Ozeans herabziehen, überwinden dieses Gefälle ebenfalls in nur 120—150 km langen Läufen, hier und an vielen anderen Stellen auch der atlantischen Afrikaküste finden wir also durchaus parallele Verhältnisse im gegenwärtigen Erdbild, sowohl was Steilheit des Gefälles als auch Steilheit der Talränder betrifft. Es mag befremden, daß ein Erosionssystem von so jugendlichen Zügen eine verhältnismäßig so große Lebensdauer gehabt hat. Der Grund liegt in der bald einsetzenden Ingression des oligozänen Südmeeres und danach des miozänen Schliermeeres, die das Erosionssystem nicht zur Reife kommen ließ.

7. Die Beziehungen der alten Rinnen zu den heutigen Flußläufen

Es ist eine sehr auffallende Erscheinung, daß so häufig zwischen den alttertiären Tälern und den heutigen Flußläufen Oberschlesiens örtliche Beziehungen bestehen. Sie sind begründet in der Ausfüllung der alten Rinnen durch die Sedimente des miozänen Schliermeeres. Es ist wohl unschwer vorstellbar, daß eine so stark in ihrer Mächtigkeit wechselnde Sedimentdecke toniger und sandiger Bildungen, wie sie das marine Miozän darstellt, sehr ungleichen Setzungsvorgängen unterlegen hat. In den alten Talrinnen, wo die Mächtigkeit enorm anschwillt, muß sich die Decke auch am stärksten gesetzt haben, d. h. die posttertiäre Oberfläche wird hier Senken aufgewiesen haben, denen die diluvialen und heutigen Flüsse folgen mußten. Ueberdies führt das marine Miozän viel Gips, stellenweise auch Salz, so daß vielleicht auch Auslaugungserscheinungen z. T. eine Rolle gespielt und Senken geschaffen haben, entstehen doch Erdfälle durch Gipsauslaugung in O/S noch heute. Wie aber die Karte zeigt, ist die örtliche Uebereinstimmung der alten und rezenten Täler meist nur eine partielle, und das Gefälle oft entgegengesetzt. So benutzt

z. B. die heutige Klodnitz für ihren Lauf nacheinander drei verschiedene und verschieden geneigte Tertiärtäler, und ähnliche Verhältnisse ergeben sich für die heutige Oder. Wesentlich geringer ist die Abhängigkeit der heutigen Entwässerungsadern von dem alten Talsystem im südlichen O/S, wo ja die Tertiärdecke durchweg größere Mächtigkeiten zeigt, indem auch die Karbonrücken im allgemeinen weniger hoch aufragen. Die Auswirkungen der alten Täler sind deshalb wesentlich geringer.

D. Die Karbonoberfläche unter diluvialer Bedeckung

Das alttertiäre Talsystem ist nicht das letzte, das seine Rinnen in den Rumpf des Steinkohlengebirges eingegraben hat. Postmiozäne Täler lassen sich allerdings im Karbonrelief nicht feststellen, weil nirgends das jüngste Tertiär auf größerem Raume mit der Karbonoberfläche in direkte Berührung tritt. Aber die Ablagerungen der Eiszeit lagern im nördlichen O/S wieder dem Karbonrumpf unmittelbar auf, und zwar im Bereich der hohen Kuppe von Hindenburg—Myslowitz—Nikolai, die durch die alttertiäre Oberklodnitz-Rinne nach W geöffnet ist und dadurch hufeisenförmige Gestalt angenommen hat. Das Karbon tritt hier bekanntlich auf große Erstreckung an die Oberfläche oder ist nur durch eine verhältnismäßig schwache diluviale Decke verhüllt. Man kennt in diesem Gebiet eine größere Anzahl diluvialer Rinnen, auf die in der Literatur schon mehrfach aufmerksam gemacht worden ist. QUITZOW (1921) machte besonders das Tal der Rawa als solche geltend, ebenso die Täler der Brinitza und Przemsa. Für das letztere, ebenso wie für einige kleinere in der Hindenburger Gegend, bestehen fraglos Beziehungen zu tertiären Talrinnen. Die diluvialen Täler decken sich in ihrer Lage meist mit heutigen Tälern. Das gegenwärtige hydrographische Bild zeigt deshalb sehr beachtenswerte Beziehungen zum Karbonrelief. Die Erfahrung lehrt, daß unter diesen Tälern die Karbonoberfläche fast regelmäßig Furchen aufweist (Beuthener Wasser u. a.), und bei der Konstruktion der Karbonoberfläche geben deshalb die heutigen Täler sehr brauchbare Anhaltspunkte. In ihren Ausmaßen sind diese Furchen im Antlitz der Karbonoberfläche Zwerge im Vergleich zu den alttertiären Tälern, weshalb sie auf einer kleinmaßstäblichen Übersichtskarte auch nur wenig ins Auge fallen.

III. Schlußbetrachtung

Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges gibt, wie zu zeigen versucht wurde, Antwort auf eine Fülle interessanter und für die geologische Entwicklungsgeschichte Oberschlesiens sehr bedeutsamer Fragen. Die Auswertung für die paläogeographischen Verhältnisse wurde im ersten Teil bereits kurz vorweggenommen, ich hoffe, durch die Aufrollung der Relief-Verhältnisse den Beweis für die Richtigkeit dieser Prämissen erbracht zu haben. Es gibt wohl kaum ein zweites Gebiet in Deutschland, dessen geologische Entwicklung bei stark bewegter Vergangenheit sich mit solcher Klarheit offenbart wie im oberschlesischen Steinkohlenbecken. Es läßt sich aber aus dem Relief des Karbonrumpfes auch eine Fülle interessanter allgemein-geologischer Probleme ableiten, auf die einzugehen hier nicht der Platz ist. Das Gebiet erscheint mir jedenfalls berufen, zu einer wahren Fundgrube für alle möglichen Richtungen der geologischen Wissenschaft zu werden und dürfte deshalb allgemeineren Interesses würdig sein.

IV. Zusammenfassung

Im ersten Teil der Arbeit wird ein kurzer Überblick über die geologische Entwicklungsgeschichte Oberschlesiens gegeben und insbesondere auf die zahlreichen und vielseitigen Bewegungen der oberschlesischen Scholle hingewiesen unter Berücksichtigung der Bewegungsvorgänge in den benachbarten Karpathen. Im zweiten Teil wird die postkarbonische Entwicklung nachgeprüft und erläutert an dem Relief des Steinkohlengebirges. Es wird die Auffassung vertreten, daß die Karbonoberfläche unter Triasbedeckung in ihrer Gestaltung die Hohlformen der saxonischen Faltung zum Ausdruck bringt. Besonderes Interesse wird sodann dem alttertiären Talsystem gewidmet, dessen reine Erosionsnatur und Entwässerung zum alttertiären Karpathenmeer festgestellt wird. Anschließend finden noch die diluvialen Talrinnen kurz Erwähnung.

Zum Schluß wird auf das Interesse hingewiesen, welches das Gebiet für allgemein-geologische Probleme beanspruchen kann.

V. Nachweis der wichtigsten Literatur.

Ahlburg, J.: „Die Trias im südlichen Oberschlesien". — Abh. pr. geol. L.-A., N. F., H. **50**, 1906.

Bederke, E.: „Oberschlesien und das variszische Gebirge". — Geol. Rundschau, **21**, H. 4, 1930.

von Bubnoff, S.: „Bemerkungen z. tekton. Stellung Oberschlesiens". — Zeitschr. oberschles. Berg- u. Hüttenmänn. Vereins Kattowitz, **69**, H. 7, 1930.

—: „Deutschlands Steinkohlenfelder", Stuttgart 1926.

Fillunger, A.: „Das Relief des Steinkohlengebirges von Mähr.-Ostrau", 1903. (Abbildungen dieses Reliefs finden sich auch bei Frech: „Schlesische Landeskunde" und J. Walther: „Geologie Deutschlands".)

Folprecht, J.: „Die Neukonstruktion des Reliefs des Ostrau-Karwiner Steinkohlengebirges usw." — Internat. Zeitschr. für Bohrtechnik, Erdölbergbau und Geologie, S. 102, 1928.

Frech, F.: „Schlesische Landeskunde", Leipzig 1913.

Gaebler, C.: „Die Oberfläche des oberschles. Steinkohlengebirges". — Z. für prakt. Geologie, 1897.

Götzinger, G.: „Das Isohypsenbild des vormiozänen Reliefs d. Ostrau-Karwiner Steinkohlengebirges usw.". — Montanist. Rundschau, **20**, 1928.

von Lozinski, W.: „Die geolog. Probleme des ostsudetischen Steinkohlengebirges". — Zeitschr. d. oberschles. Berg- u. Hüttenm. Ver. Kattowitz, 1924, H. 4.

Michael, R.: „Die Geologie des oberschles. Steinkohlenbezirkes". Festschrift z. XII. Allgem. Bergm.-Tag in Breslau, 1913.

Niemczyk, O.: „Die tekton. Absenkung des Beuthener Erz- und Steinkohlenbeckens usw.". — Z. Glückauf, 1923.

Patteisky, K., und Folprecht, J.: „Die Geologie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers". M.-Ostrau 1928.

Petraschek, W.: „Die Kohlenreviere von Ostrau-Karwin-Krakau". — Z. oberschles. berg- u. hüttenm. Ver. Kattowitz, 1928.

Quiring, H.: „Über Wesen und Ursprung der postvaristischen Tektonik NW-Deutschlands". — Z. deutsch. geol. Ges., **70**, Mon.Ber., S. 62 ff., 1924.

Quitzow, W.: „Auswaschungs-Erscheinungen der Oberfläche innerhalb des oberschles. Carbons". — Dies. Jb., **39**, Teil II, 1921.

Stappenbeck, R.: „Ausbildung und Ursprung der oberschles. Bleizinklagerstätten". — Arch. für Lagerstättenforschg., H. **41**, 1928.

Stahl, A.: „Zur Tektonik des oberschles. Steinkohlenbeckens". — Dies. Jb. 1932.

Stille, H.: „Grundzüge der vergleichenden Tektonik". Berlin 1924.

Tietze, O.: „Neue geolog. Beobachtungen aus der Breslauer Gegend". — Dies. Jb. 1915.

Nachsatz: Während der Drucklegung dieser Abhandlung erschien im Dezemberheft 1931 der Zeitschr. d. oberschles. Berg- und Hüttenm. Ver. zu Kattowitz ein — das gleiche Thema behandelnder — Aufsatz von Patteisky & Folprecht: „Der Rumpf des oberschlesischen Steinkohlengebirges". Leider konnte auf diesen nicht mehr eingegangen werden.

Druckfertig abgeschlossen am 7. Dezember 1931.
„Imprimatur" erteilt am 15. März 1932.

Über eine als *Placenticeras* beschriebene *Oppelia (Bornhardticeras* n. gen.*)* aus dem Neocom von Deutsch-Ostafrika.

Von Johannes Böhm und Leonhard Riedel in Berlin

(Hierzu Taf. 11 und 4 Textabbildungen)

Während der Jahre 1895—97 bereiste W. Bornhardt Deutsch-Ostafrika, um nutzbare Lagerstätten zu untersuchen. Die geologischen Ergebnisse dieser Reise sind in einer großen Arbeit niedergelegt worden (W. Bornhardt 1900), die den Grundstock der geologischen Kenntnis dieses Landes gelegt hat. Die von ihm gesammelten tierischen Versteinerungen sind von G. Müller, W. Weissermel und W. Wolff bearbeitet worden.

G. Müller beschrieb unter dem Namen *Placenticeras discoidale* n. sp. (G. Müller in W. Bornhardt 1900, S. 558, Taf. 20, Fig. 1a—d, Textfig. 49—51) einen Ammoniten aus dem Neocom von Ntandi, der jedoch, wie J. Böhm bereits vor einer Reihe von Jahren erkannte, wegen seiner Lobenlinie und seines Querschnittes nicht zu dieser Gattung gestellt werden darf. Es handelt sich vielmehr, wie in folgendem auszuführen sein wird, um eine Form aus der Gattung der *Oppeliidae*. Die Einreihung zu *Placenticeras* erscheint jedoch verständlich, denn Ch. Sarasin (1893, S. 151) gibt an, daß Zittel und Steinmann Ammoniten aus der Gruppe der *Oppelia nisus* d'Orb., die eine dem afrikanischen Ammoniten ähnliche Lobenlinie haben, zu *Placenticeras* stellen.

Herr Landesgeologe Prof. Dr. Dienst hatte die Güte, die Freilegung der inneren Windungen und das Zersägen des Ammoniten zur Feststellung des Querschnittes zu gestatten, wofür ihm auch hier bestens gedankt sei. Dank gebührt auch Herrn Oberpräparator Neubauer von der Preuß. Geol. Landesanstalt, dessen Geschick es zu verdanken ist, daß trotz des harten Gesteins die Präparation vollen Erfolg hatte.

Alter des Ammoniten

Der Fundort des Ammoniten ist (G. Müller 1900, S. 547) 35 km westl. Mtshinga in der Gemarkung Ntandi, einer Lokalität, die im Arbeitsgebiet der deutschen Tendaguru-Expedition liegt. Diese wurde in den Jahren 1909—12 unter der Leitung von W. Janensch und E. Hennig ausgeführt. In den wissenschaftlichen Ergebnissen der Expedition III. Teil (S. 262) werden zwei Fundpunkte (16a und 18) von Ntandi genannt, die indessen mit dem Bornhardt'schen wohl nicht identisch sind.

G. Müller (S. 547) weist der Fauna von Ntandi mittelneocomes Alter zu, da durch *Gervilleia dentata* Krauss Beziehungen zur Uitenhage-Serie Süd-

afrikas, durch *Belemnites binervius* Rasp. zu Madagaskar und *Placenticeras discoidale* G. Müller zu Kamerun hergestellt seien.

Das *Placenticeras discoidale* erinnert in der Tat in der Form der Schale an die Hoplitoiden Kameruns, denen von Koenen (1897, 1898) ein neocomes Alter zuschrieb, doch ist durch F. Solger (1904) das Alter der Kameruner Schichten einwandfrei als obercretacisch bestimmt worden. *Belemnites binervius* findet sich in Europa im unteren und mittleren Neocom und wird auch von M. Neumayr (1890, S. 4) von Madagaskar erwähnt. Das Alter der Uitenhage-Serie wird von L. F. Kitchin (S. 370) als Ober-Valanginien und Unter-Hauterivien angegeben, L. F. Spath (1925, S. 195, Fußnote 3) stellt sie in das oberste Valanginien.

Den Fossilien G. Müller's fügt W. Weissermel (1900, S. 586) noch eine Koralle, *Astrocoenia subornata* d'Orb. var. *africana* Weissermel hinzu, die sich an französische und schweizer Neocomformen anschließt.

E. Lange (Tendaguru, S. 266 ff.) gibt eine Übersicht über die von den verschiedenen Autoren (Krenkel, G. Müller, Lange) aus Deutsch-Ostafrika beschriebenen Lamellibranchiaten. Von den von G. Müller von Ntandi 20 speziell beschriebenen Lamellibranchiaten- und Brachiopoden-Arten finden sich folgende 11 an anderen Lokalitäten Afrikas wieder: (Kr. = Krenkel, L = Lange):

Lamellibranchiata:

Eriphyla stuhlmanni G. Müll.	Tendaguru (Kr.), Niongala (Kr.)
Eriphyla transversa Leym.	Niongala (Kr.)
Fimbria cordiformis d'Orb.	Niongala (Kr.), Mikadi (L)
Gervilleia aff. *alaeformis* Sow.	Mikadi (L)
Gervilleia dentata Krauss	Niongala (Kr.), Mikadi (L)
Ostrea minos Coq.	Niongala (Kr.)
Pecten striatopunctatus Roem.	Tendaguru-Gipfel (L)
Pholadomya gigantea Sow.	Mikadi (L), Jussuf Manga (L)
Ptychomya kitchini Lange	Niongala (L), Likonde-Kitale (L)
Trigonia bornhardti G. Müller	Tendaguru (Kr.), Niongala (Kr.)

Brachiopoda:

Zeilleria dubiosa G. Müll.	Mahimira (L).

Diese Fundorte gehören (Janensch & Hennig, Tab.-Übers. S. 5 f.) folgenden stratigraphischen Horizonten an:

Niongala: Trigonia-schwarzi-Schicht.
Tendaguru-Gipfel: Trigonia-schwarzi-Schicht.
Mahimira: Trigonia-schwarzi-Schicht.
Mikadi: Trigonia-schwarzi-Schicht.
Jussuf Manga: Trigonia-schwarzi-Schicht?
Likonde-Mikale: Urgon.

Demnach ist zu vermuten, daß die von G. Müller beschriebene Fauna von Ntandi, der der Ammonit angehört, ebenfalls zum Horizont mit *Trigonia schwarzi* G. Müll. zu stellen ist, wenn auch das Leitfossil selbst nicht dort gefunden ist. Die von Müller von Ntandi als häufig angegebene *Trigonia bornhardti* G. Müll. ist von der Tendaguru-Expedition (Hennig, S. 14) in zwei ungewissen Stücken bei Nambango und in einem unvollständigen Exemplar

auf dem Tendaguru-Gipfel selbst gefunden worden, also auch in der Schwarzi-Schicht. Zudem gibt HENNIG (S. 25) an, daß BORNHARDT die Schwarzi-Schicht gefunden habe.

Das den Ammoniten zusammensetzende Gestein ist ein grobkörniger Arkose-Sandstein, zu dem wohl der Gneis der dortigen Gegend das Material geliefert hat. HENNIG (S. 25) schreibt: „... Bildet die betreffende Sandsteinbank (der Schwarzi-Schicht) eine langgestreckte Terrainkante, die nach Süden hin auf Ntandi zuläuft und dort wohl den BORNHARDT'schen Fundpunkt enthält." Allerdings stimmt das Gestein mit dem des tithonischen Horizontes der *Trigonia smeei* SOW. überein, doch ist anzunehmen, daß dem Autor in dem einfach gebauten Gelände — es handelt sich um wagerecht liegende Schichten — eine Verwechselung mit der Smeei-Schicht nicht unterlaufen ist.

J. ZWIERZICKI (1913) hat das Alter der von der Tendaguru-Expedition bearbeiteten Schichten mit Cephalopoden festgelegt. Nach seiner stratigraphischen Tabelle (S. 90) beginnt die Schicht mit *Trigonia schwarzi* über dem Wealden mit dem Valanginien und reicht bis ins Barrêmien. Das barrême Alter ist durch Crioceraten belegt.

1926 hat L. F. KITCHIN die gesamten Trigonienlager Südamerikas, Südafrikas, Ostafrikas, Madagaskars, Indiens und Neukaledoniens als eine einzige Trigonienfauna aufgefaßt, die er ins Valanginien stellt. Er hat hier auch die Smeei- und die Schwarzi-Schicht eingereiht. Man muß sich jedoch der Ansicht W. O. DIETRICH's anschließen (1927), der auf die Trennung der beiden Schichten durch den oberen Saurierhorizont aufmerksam macht. Auch ist durch die Arbeit von KITCHIN (1926) nicht die Tatsache aus der Welt geschafft, daß ZWIERZICKI Ammoniten nachgewiesen hat, die in anderen Gebieten im Hauterivien und Barrêmien vorkommen, wenn man auch einräumen muß, daß die Leitfossilien nicht in allen Gebieten synchron sind.

Wie dem auch immer sei, kann festgestellt werden, daß der Ammonit mit ziemlich großer Sicherheit dem Horizont mit *Trigonia schwarzi* angehört, die neocomes Alter (wahrscheinlich Valanginien bis Barrêmien) hat.

Beschreibung des Ammoniten

Größter Durchmesser des vorhandenen Gehäuses 225 mm,
Höhe der letzten Windung 150 mm,
Dicke der letzten Windung 55 mm,
Höhe der vorletzten Windung 62 mm,
Dicke der vorletzten Windung 32 mm,
Durchmesser des Nabels 4 mm.

Das Gehäuse ist flach scheibenförmig, vollkommen involut und bis zum Ende gekammert. Der Nabel ist außerordentlich eng, und zwar eigentümlicherweise beim letzten Umgang enger als bei dem vorigen.

Der Querschnitt ändert sich im Laufe der Ontogenie, wie durch Aufsägen des Ammoniten festgestellt wurde. Er ist stets höher als breit. Bis zu einer Höhe von etwa 30 mm sind die Umgänge ± vierseitig mit flachgewölbten Flanken und verhältnismäßig breiter gerundeter Externseite. Dann wird der Querschnitt höher und die Flanken fallen steiler zur Externseite ab. Die größte Dicke der Flanken liegt etwas nabelwärts der Flankenmitte, in der Projektion der Externseite des vorigen Umgangs. Von hier aus fallen die Flanken sehr schwach zum Nabel hin ab, an dem keine Kantenbildung stattfindet. Das

Gefälle zur Externseite hin ist wesentlich stärker. Hier bilden die Flanken einen Keil von etwa 45° Öffnungswinkel. Die Externseite selbst ist während der ganzen Ontogenie gerundet. Sie zeigt keine Spur eines Kieles oder einer Knotenreihe, wie auch durch die hie und da erhaltene Schale auf der Externseite des letzten Umgangs bestätigt wird. Unmittelbar unter der Schale liegt der Sipho, der im Querschnitt eine dicke Ellipse darstellt.

Auf der rechten Seite, auf der das Stück schlechter erhalten ist als auf der linken, zeigt sich in etwa 5 mm Abstand von der Externseite eine ebenso



Abb. 1. Querschnitt, ½ nat. Größe

breite, flache Spiralfurche, die auf der linken Seite fehlt. Es entsteht so beim Betrachten der rechten Seite der Eindruck eines stumpfen Kiels, in dem der Sipho liegt. Es ist deshalb anzunehmen, daß das kielartige Gebilde durch das Nichtvorhandensein der Schale an diesen Stellen bedingt ist, und daß die Furche ihre Entstehung der Widerstandsfähigkeit des Sipho verdankt. Jedenfalls ist unseres Erachtens an eine Verwandtschaft mit *Petitclercia (Amm. petitclerci* DE GROSS. Callovien S. 259, Taf. 9, Fig. 2, 3), die eine kielerzeugende Einschnürung an der Externseite hat, nicht zu denken.

Die innere Schicht der Schale ist auf der linken Seite des Gehäuses noch teilweise erhalten, auf der rechten Seite fehlt sie vollkommen und sprang auch bei der Freilegung der inneren Windungen auf dieser Seite ab.

Die Skulptur besteht auf den inneren Windungen, die bis zu einer Höhe von etwa 29 mm freigelegt sind, aus zwei Berippungssystemen, einem System von Sichelrippen und einem dazwischenliegenden Knotenwulstsystem. Die dünnen Sichelrippen entspringen am Nabel, laufen sanft S-förmig gekrümmt, fast gerade, etwa bis zur Flankenmitte und dann mit nach vorn konkaven Bogen zur Externseite. Der Abstand der Sichelrippen ist verhältnismäßig groß und wird im Alter noch größer. Zwei Rippen schließen bei etwa 50 mm Windungshöhe einen Winkel von etwa 15° ein. Zwischen den Rippen liegen bei etwa 30 mm Windungshöhe gerade radiale Wülste, die scheinbar am Nabel entspringen und etwa in der Mitte der Flanken in einem punktförmigen Knoten



Abb. 2. Skulptur, nat. Größe

enden. Ein zweiter punktförmiger Knoten liegt nahe der Externseite. Etwa 1/4 Windung später werden die Knoten undeutlich und nehmen den Charakter radialer Wülste an, die durch eine fast gerade undeutliche Rippe verbunden werden. Dafür aber verlieren sich die am Nabel entspringenden radialen Wülste des früheren Windungsteils. Die Elemente der Knoten- bzw. Wulstberippung liegen nicht in der Mitte zwischen zwei Sichelrippen, sondern nahe

der rückwärtigen Sichelrippe. In den früheren Stadien treten die Knotenrippen nach zwei Sichelrippen auf, später nach jeder einzelnen.

Bei etwa 50 mm Windungshöhe liegen die geraden Wulstrippen rückwärts nahe den Sichelrippen. Bei etwa 63 mm Windungshöhe sind keine Knoten mehr sichtbar, sondern nur noch ein unausgeprägter Wulst. Von dann ab ist keine Skulptur mehr zu beobachten, die Schale ist glatt geworden.

Die Lobenlinie ist zuerst sichtbar bei 32 mm Windungshöhe. Der Externlobus ist nicht zu sehen. Im Externsattel ist eine Medianzacke ausgebildet, die an Tiefe den zweiten Laterallobus übertrifft und der Tiefe des ersten Laterallobus nur um wenig nachsteht. Bei der Größe der Medianzacke könnte man im Zweifel sein, ob es sich hier nicht etwa um einen Lobus handelt. Es wäre dies dann ein Adventivlobus, wie wieder Schindewolf (1929, S. 6, 9, 31, 71) neuerdings ausgeführt hat, da er doch



Abb. 3. Lobenlinie bei 32 mm und etwa 43 mm Windungshöhe

jedenfalls aus dem Externsattel hervorgegangen sein müßte; dies ist indessen nicht eindeutig zu entscheiden, da die hierzu nötigen ersten Lobenlinien (Schindewolf 1929, S. 2) nicht zur Verfügung stehen. R. Wedekind (1916, S. 192) hat den Unterschied zwischen Lobus und Inzision so definiert, daß ein Lobus eine nach bestimmten Gesetzen vor sich gehende Rückbiegung der Lobenlinie sei, während die Inzision eine Rückbiegung in der Lobenlinie selbst sei. Wir fassen das in Rede stehende Lobenelement als Zacke auf, da es einerseits einen von den übrigen Loben abweichenden Bau zeigt und auch anderseits im Altersstadium das distale Ende nicht nabelwärts abgeknickt ist.

Der erste Laterallobus besteht aus einem einzigen ziemlich breiten Stamm, der extern am oberen Ende direkt plump ist und sich ziemlich unvermittelt nach unten zu verjüngt. Von diesem Stamm gehen dann die einzelnen Zacken fast rechtwinklig ab. Der Lobus endet dreispitzig. Der 1. Lateralsattel ist nur ganz schwach gekerbt, und zwar durch zwei Hauptkerben, von denen sich die kleinere, extern liegende, später verliert. Der 2. Lateralsattel ist median gekerbt. Es folgt noch ein Auxiliarlobus, der aber noch 8 mm vom Nabel entfernt liegt; die übrigen Auxiliarelemente sind nicht zu sehen. Die Lobenlinie steigt etwa bis zum 1. Lateralsattel und hängt dann schwach.

Bei 43 mm Windungshöhe ist die Lobenlinie fragmentarisch erhalten, doch zeigt sich das Ansteigen bis zum 1. Lateralsattel und Fallen von dann ab recht deutlich. Die Zacken des Externlobus gehen ebenso tief wie der 1. Lateral-lobus. Die Medianzacke im Externsattel ist ebenfalls noch dünn und länger als der 2. Laterallobus.

Bei 61 mm Windungshöhe ist die Lobenlinie zum ersten Male vollständig und deutlich erhalten. Auch hier zeigen sich die oben erwähnten Charakteristika: der Externlobus ist fast so tief wie der 1. Laterallobus, seine Zacken hängen so tief wie der 1. Laterallobus; die lange schmale Medianzacke im Externsattel ist vorhanden, ebenso der sich plump verjüngende Stamm des 1. Laterallobus und der verhältnismäßig kurze 2. Laterallobus. Es folgen dann 3 Auxiliarloben. Die Sättel sind unsymmetrisch gekerbt. Die Lobenlinie steigt an bis zum 1. Laterallobus und hängt von da ab.

Bei 85 mm Windungshöhe ist das Bild noch dasselbe. Es werden jedoch die Loben im allgemeinen und ihre mittleren Spitzen besonders, lang ausgezogen und knicken nabelwärts ab, der Spirale der Windung folgend. Eine Ausnahme bildet die Medianzacke im Externsattel, die vollkommen gerade bleibt.

Bei 140 mm Windungshöhe zeigt sich dieselbe Lobenlinie wie vorher, doch sind die Spitzen der Loben in geradezu übertriebener Weise ausgezogen.

Bemerkungen zu dem Ammoniten

Das, was dem Beschauer an dem Ammoniten besonders auffällt, ist die Alterslobenlinie mit ihren außerordentlich lang ausgezogenen distalen Lobenendigungen, die dazu noch nabelwärts abgeknickt sind. Doch bedeuten beide Erscheinungen nichts Ungewöhnliches.

Bezüglich des Abknickens ist zu sagen, daß es durchaus statischen Prinzipien entspricht, wenn Glieder eines spiralförmigen Körpers in Richtung der Spirale verbunden werden, da sonst bei Auftreten von spiral gerichtetem Druck statische Momente auftreten würden. Demgemäß nehmen die Zacken der Loben, wenn sie länger werden, spirale Richtung an. Zudem wächst das Tier ja auch spiral weiter. Diese Erscheinung ist auch bei Ammoniten anderer Gruppen verbreitet, z. B. bei *Perisphinctes senex* OPP. (ZITTEL, Stramberger Sch. Taf. 23, Fig. 3 ab) und *Aspidoceras? clambus* OPP. (OPPEL, Pal. Mitt. Taf. 63, Fig. 1 a).

Lang ausgezogene Lobenspitzen findet man auch bei den verschiedensten Formen. Wenn diese an Länge den Loben des vorliegenden Ammoniten auch bei weitem nicht gleichkommen, so liegt dies zum Teil daran, daß es sich im vorliegenden Falle um ein Altersstadium handelt, während die abgebildeten Loben meist von ontogenetisch jüngeren Stücken stammen. Doch tritt die Tendenz der verlängerten Mittelzacke ausgeprägt hervor. Sie ist auch weder an eine bestimmte Formengruppe, etwa von bestimmtem Querschnitt, gebunden, noch an eine bestimmte Provinz oder Formation.

Eine lange Mittelzacke im 1. Laterallobus zeigt z. B. *Perisphinctes aguilari* BURCKHARDT (Boletin 23, 1906, Taf. 27, Fig. 6—8) aus dem mexikanischen Unterportland; lang ausgezogene Loben, auch beim 2. Laterallobus und Auxiliarlobus zeigt *Aulacosphinctes torquatus* J. DE C. SOWERBY (UHLIG, Spiti 3, Taf. 71, Fig. 1 d) aus den Spiti-shales des Himalajagebietes; eine lang ausgezogene Mittelspitze findet sich im 1. Laterallobus von *Ammonites microcanthus* OPP. (ZITTEL, Stramb. Sch. Taf. 17, Fig. 1 b), desgleichen bei *Crioceras tenuilobatus* v. KOENEN (v. KOENEN 1902, Taf. 18, Fig. 3) aus dem ? Hauterivien

von Salzgitter, und schließlich findet sich eine Lobenlinie mit lang ausgezogenen Spitzen bei allen Loben, die im Typus der des vorliegenden Ammoniten sehr ähnlich ist, bei *Eupachydiscus isculensis* Redt. (Redtenbacher, Gosau, Taf. 29, Fig. 1 b) aus dem Senon der Gosau, Frankreichs usw.

Wie bereits oben erwähnt, kann der Ammonit nicht zu *Placenticeras* gestellt werden, da diese Gattung eine abgeplattete, von zwei Kielen begrenzte Externseite hat und die Lobenlinie durch breite Loben von ± viereckiger Form, die jedenfalls keine Spitzen tragen, gekennzeichnet ist.

Die scheibenförmige Gestalt des Gehäuses läßt eine Verwandtschaft mit den Oppelien vermuten. Dies ist bis zu einem gewissen Grade durch die bei der Freilegung der Innenwindungen in Erscheinung getretene Skulptur (Sichelrippen) bestätigt worden. Auch die bis jetzt noch nicht bekannte Lobenlinie jugendlichen und mittleren Alters ist mit den gleichgroßen aus der Literatur bekannten Arten einigermaßen vergleichbar. Doch hat das Zersägen des Stückes zur Feststellung der Windungsquerschnitte ergeben, daß in allen Stadien die Externseite gerundet ist, und daß von einem Kiel, wie er für die Oppelien verlangt wird, keine Spur vorhanden ist. Hierdurch wird der Ammonit in die Nähe der *Haploceratidae* gestellt (besonders der Gattung *Lissoceras)*, wozu auch der ± vierseitige Querschnitt der jüngeren Windungen paßt, doch weicht die Lobenlinie von *Haploceras* erheblich ab und außerdem fehlt den Haploceraten jede Skulptur.

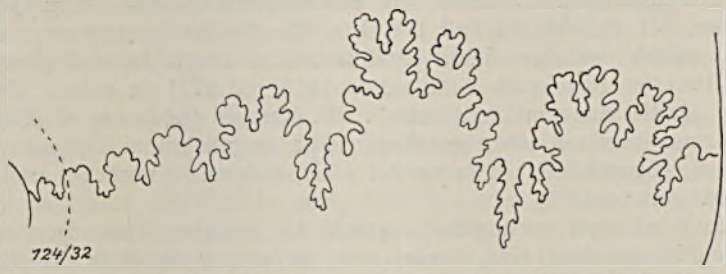


Abb. 4. Lobenlinie von *Oppelia (Aconeceras) nisoides* Sar. Nach Sarasin, 1893. S. 154, Textfig. 3

W. Kilian (Lethaea, S. 337 f.) gibt eine Übersicht über die Kreideoppelien, die unter dem Namen *Adolphia* zusammenzufassen, E. Stolley (1907, S. 269, Fußn. 3) vorgeschlagen hat. Kilian unterscheidet zwei Gruppen, von denen er die erste, die die Formen des Valanginien und Hauterivien umfaßt, zu *Strcblites* stellt, die zweite, die die Barrêmien- und Aptien-Formen umfaßt, als *Oppelia str. s.*, für die der Name *Adolphia* angewandt werden könnte, auffaßt.

Was zunächst die Formen der zweiten Gruppe: *Opp. favrei* Oost. (Ooster, Catalogue, S. 119, Taf. 24, Fig. 1—6), *nisus* d'Orb. (Sarasin, Etudes, S. 152, Taf. 4—6, Fig. 9 a—c, Textfig. 1, 2), *nisoides* Sar. (Sarasin, Etudes, S. 155, Taf. 4—6, Fig. 10 a—c, Textfig. 3), *haugi* Sar. (Sarasin, Etudes, S. 156, Taf. 4—6, Fig. 11 a—c, Textfig. 4), *aptiana* Sar. (Sarasin, Etudes, S. 155, Taf. 4—6, Fig. 12 a—c), *scalata* v. Koen. (v. Koenen, Ammonitiden, S. 54, Taf. 45, Fig. 6) angeht, so sind sie besonders von Ch. Sarasin (1893) und A. v. Koenen (1902) beschrieben worden. Unter ihnen ist am ehesten *Oppelia nisoides* Sar. mit dem vorliegenden Stück vergleichbar, denn die Lobenlinie dieser Form weist auch die lang ausgezogenen Lobenspitzen auf. Doch ist sie, wie all diese

Formen, unterschieden 1. durch ihre Skulptur, die aus vielen gleichmäßigen, dicht stehenden Sichelrippen besteht, und keine Spur von Knotenbildung zeigt, und 2. durch einen Kiel auf der Externseite, der, wie der Querschnitt des vorliegenden Stückes zeigt, hier in keinem Stadium auftritt.

Auch die von F. W. WHITEHOUSE (1926, 1927) aus dem australischen Aptien bekannt gemachten scheibenförmigen Ammoniten, *Aconeceras* HYATT, *Gyaloceras* WHITEHOUSE, *Sanmartinoceras* BONARELLI und *Theganoceras* WHITEHOUSE, auf die uns Herr Dr. SEITZ aufmerksam machte, die die Kreideoppelien z. T. einschließen, zeigen alle einen ± deutlichen Kiel auf der Externseite und haben dazu noch eine abweichende Lobenlinie.

Aber auch ein Anschluß des vorliegenden Stückes an *Streblites* ist nicht möglich. Als Typus der Gattung *Streblites* wurde 1868 von A. HYATT der *Ammonites tenuilobates* OPP. genannt. A. OPPEL (Pal. Mitt., S. 199) gibt an, daß der *Ammonites tenuilobatus* dem von F. A. QUENSTEDT (Ceph., Taf. 9, Fig. 16) abgebildeten Stück von *Amm. pictus costatus* QU. entspreche. Demgemäß führt HYATT (ZITTEL-EASTMAN, Textbook 1900, S. 569, 1913, S. 659) den *Ammonites pictus costatus* QU. als Genotyp der Strebliten an.

QUENSTEDT sagt in der Beschreibung des Taf. 9, Fig. 16 abgebildeten Stückes (Ceph. S. 131), daß der *Amm. pictus* „immer einen scharfen Rücken habe, und wenn auch von allen Teilen die Schale abgefallen ist, so klebte auf ihm noch ein dicker schmaler Streif, dessen äußere, gern licht gefärbte Schicht deutlich fein gezähnt sei". Auch aus der späteren Beschreibung QUENSTEDT's (Ammoniten, III, S. 1046 ff., Taf. 119, Fig. 12—18) ist deutlich zu ersehen, daß der *Amm. pictus costatus* einen gezähnten Kiel trägt. Dementsprechend sagt auch L. ROLLIER (Quelques Ammonites 1913, S. 277) in seiner Tabelle von *Streblites* „Quille finement denticulée". W. KILIAN (Lethaea, S. 338) gibt an: „Diese Formen besitzen einen gezahnten oder ungezahnten Kiel oder bei Steinkernen eine zugeschärfte Externseite. Die äußeren Umgänge sind meistens kiellos und gerundet."

Trotzdem bei dem vorliegenden Stück die inneren Windungen mit Schale im Querschnitt erhalten sind, findet sich in keinem Stadium ein Kiel. Dazu sind auch hier besonders die inneren Umgänge gerundet, während die Externseite bei den äußeren schärfer wird.

Wenn auch die Skulptur insofern an den Strebliten *Amm. pictus costatus* QU. (besonders Taf. 119, Fig. 12, 13, 17) erinnert, als vom Nabel starke, fast gerade Rippen ausgehen, die etwas über der Flankenmitte in einem Knoten enden, und daß sich nahe der Externseite ein weiterer Knoten findet, so spricht doch die Lobenlinie durchaus gegen die Stellung zu *Streblites*. Die Abbildungen bei QUENSTEDT (Taf. 119, Fig. 12, 13, 15) zeigen deutlich bei *Amm. pictus costatus* QU. eine Lobenlinie, an deren Sättel eine Tangente eine fast gerade Linie ist, statt wie beim vorliegenden Stück bis zum 1. Lateralsattel zu steigen und von da ab zu hängen. Weiter sind die Loben des *Amm. pictus costatus* verhältnismäßig breit, besonders der 1. Laterallobus zeigt mehrere Äste, die vom unteren Ende des Lobenstammes abgehen, so daß der Lobus unten breiter ist, als oben. Das Extrem dieser Formen, bei dem alle Loben unten breiter sind als oben, das UHLIG (Spiti-shales I, S. 33, Fig. 5a) als den Typus der Strebliten-Lobenlinie bezeichnet hat, ist von KILIAN (Lethaea, S. 338) *Uhligites* genannt worden.

Aus diesen Ausführungen dürfte hervorgehen, daß es nicht möglich ist, den Ammoniten von Ntandi an bereits bekannte Kreideoppelien anzuschließen,

da weitgehende Unterschiede sowohl gegen *Streblites*, wie auch gegen die Oppelien aus der Gruppe der *Oppelia nisus* vorhanden sind.

Auf Grund der Arbeiten Rollier's (1909, 1913) teilt L. Loczy von Locz (1915, S. 334) die Gattung *Oppelia* in 10 Untergattungen ein, von denen zum Vergleich bezüglich der Beschaffenheit der Externseite nur die Untergattungen *Oppelia* Waagen, *Alcidia* Rollier und *Neumayriceras* del Camp. em. Rollier in Frage kommen.

An die Untergattung *Neumayriceras* (Rollier 1909, S. 623, 1913, S. 277), von der P. Dorn eine Anzahl Querschnitte abbildet (Dorn, Frankenalb, z. B. Textfig. 131, 136, 140), erinnert die verhältnismäßig breite Externseite der inneren Windungen des vorliegenden Stücks, doch trägt auch diese Gattung auf der Externseite einen Knötchenkiel.

Auch bezüglich der Skulptur sind Beziehungen vorhanden, und zwar zu *Neumayriceras callicerum* Opp. (Pal. Mitt., Taf. 55, Fig. 2 a), insofern, als auch hier vom Nabel aus fast gerade starke Rippen gehen, die etwas über der Mitte in Knoten enden und nahe der Externseite eine weitere Knotenreihe ausgebildet ist. Doch fehlen auch bei dieser Form die späteren Verbindungen der Knoten und die Sichelrippen. Bei dem vorliegenden Ammoniten indessen fehlen die zahlreichen kleinen Rippen nahe der Externseite.

Die Lobenlinie der Neumayriceraten, deren Genotyp *Amm. flexuosus* Qu. ist, zeigt auch gewisse Ähnlichkeiten insofern, als sie bei manchen Formen erst ansteigt und dann hängt. Auch erinnert die verhältnismäßig lange Form der Loben an das vorliegende Stück, doch ist sie bei den Neumayriceraten lange nicht so stark ausgeprägt und vor allem fehlt die große Medianzacke im Externsattel.

Von den Untergattungen *Oppelia* str. s. und *Alcidia* sagt Rollier in seiner Tabelle der Harpoceraten (1913, S. 277) „Quille peu élevée ou même arrondie". Es bleibt offen, ob sich arrondie auf den Kiel oder gar die Externseite bezieht, doch scheint das erste der Fall zu sein, denn Rollier gibt bei der Aufstellung der Untergattung *Alcidia* (1913, S. 278) an: „Pour les Oppelia à quille obtuse..." In der Tat zeigen auch die von ihm als zu *Alcidia* gehörig bezeichneten Formen: *subdiscus* d'Orb. (d'Orbigny, Pal. franç. Terr. jur., S. 421, Taf. 146, Fig. 1—4), *flector* Waag. (Waagen, Amm. subrad., S. 222 [44], Taf. 20 [5], Fig. 1 a—c), *superba* Waag. (Waagen, l. c., S. 222 [44], Taf. 19 [4], Fig. 6 a—c), *mariorae* Pop.-Hatz. (v. Popovici-Hatzeg, Mont Strunga, S. 17, Taf. 4, Fig. 2, 6, 7), *inconspicua* de Lor. (de Loriol, Jura bernois, S. 58, Taf. 4, Fig. 25—28) deutlich eine gekielte Externseite.

Die Skulptur der Alcidien besteht in der Hauptsache aus ± knotigen Rippen an der Externseite, die zum Nabel hin verschwinden. Keine der abgebildeten Formen zeigt Sichel- und Knotenrippen.

Der Typus der Lobenlinie (des Genotypus *Alc. subdiscus* d'Orb. (Pal. franç., Taf. 146, Fig. 3; Waagen, Amm. subrad., Taf. 17 [2], Fig. 3) gleicht einigermaßen dem der Lobenlinie des vorliegenden Stücks. Doch ist das Ansteigen der Lobenlinie bis zum 1. Laterallobus und Hängen von da ab nicht so deutlich ausgeprägt und es fehlt hier ebenfalls die stark entwickelte Medianzacke im Externsattel.

Die Gattung *Oppelia* wurde 1869 von W. Waagen (Amm. subrad., S. 250 [72]) aufgestellt. In der Beschreibung heißt es: „Ventralseite am ganzen Gehäuse, jedenfalls aber auf der Wohnkammer vollständig gerundet, ohne Kiel oder Kante..." Hieraus geht nicht eindeutig hervor, ob die Formen dieser Gattung

einen Kiel auf der Externseite tragen. In der Beschreibung des Genotypus der Gattung, *Amm. subradiatus* Sow., gibt WAAGEN (Amm. subrad., S. 195 [17]) an, daß die Form in der Jugend einen stumpfen Kiel trage, der sich dann verliere, die Siphonalseite sei dann in engen Bogen vollständig gerundet.

Also auch hier ist die Externseite, wenigstens in der Jugend, im Gegensatz zu dem vorliegenden Stück, gekielt.

Die Skulptur der *Oppelia subradiata* Sow. weicht von der des vorliegenden Stückes ganz und gar ab. *Oppelia subradiata* zeigt keine Spur von Knotenbildung, dem vorliegenden Ammoniten hingegen fehlen die zahlreichen kleinen Rippen an der Externseite.

Die Lobenlinie indessen, besonders die von WAAGEN, Taf. 16 (1), Fig. 3 abgebildete, stimmt in mancherlei Hinsicht mit der des vorliegenden Stückes überein. Zunächst fällt das ausgeprägte Steigen bis zum 1. Laterallobus und Hängen von da ab auf, weiter macht sich die große Medianzacke im Externsattel bemerkbar, und außerdem die plumpe Form der Lobenstämme, besonders im 1. Laterallobus.

Aus all diesen Ausführungen geht hervor, daß der vorliegende Ammonit zu keiner der bekannten Oppeliengattungen des Jura und der Unter-Kreide gestellt werden kann. Am nächsten kommt er der Untergattung *Oppelia* str. s., da auch sie im Alter eine gerundete Externseite hat (allerdings auch scheinbar *Streblites)*, wie KILIAN S. 338 angibt, und die Lobenlinie weitgehende Übereinstimmungen zeigt.

Wir sehen uns deshalb genötigt, eine neue Gattung aufzustellen, die wir vorläufig als Untergattung an die Oppelien anreihen und zu Ehren des Finders des Stückes, des Herrn Berghauptmann i. R. Dr.-Ing. e. h. W. BORNHARDT, *Bornhardticeras* nov. gen. zu nennen vorschlagen.

Die Diagnose von *Bornhardticeras* nov. gen. ist dann: Querschnitt in der Jugend ± vierseitig, im Alter höher werdend, Externseite stets gerundet, keine Spur von Kiel oder Knötchenkiel. Skulptur: Sichelrippen und Knoten, welch letzte durch fast gerade, starke Rippen verbunden sind, im Alter verschwindet die Skulptur. Lobenlinie ähnlich *Oppelia* str. s., steigt bis zum 1. Lateralsattel, hängt von da ab. Die Loben haben einen plumpen, langen Stamm, von dem aus schmale Äste abgehen. Lobenspitzen im Alter sehr lang ausgezogen. Im Externsattel stark ausgeprägte Medianzacke.

Vermutungen über die Abstammung der Bornhardticeraten zu äußern, etwa dahingehend, daß sie Nachläufer der Oppelien str. s. seien, dürfte wegen des Fehlens von Zwischengliedern zurzeit unangebracht sein.

Zum Schluß sei noch auf das eigentliche Vorkommen des Ammoniten hingewiesen.

Die von ZWIERZICKI beschriebene Fauna der Schwarzi-Schicht, ebenso wie die der petrographisch gleichen Smeei-Schicht, besteht aus meist niedermündigen Formen mit breiter Externseite. Diese kommen zwar gelegentlich als Einzelindividuen ihrer Art, aber meist doch zu mehreren zusammen vor. Hochmündige Formen mit ± scharfer Externseite fehlen in der Fauna vollständig.

J. F. POMPECKJ (1894, S. 280) hat hochmündige Formen mit ± scharfer Externseite als zum Schwimmen geeignet angesehen. Diese Fortbewegungsmöglichkeit wurde den niedermündigen Formen mit breiter Externseite sehr erschwert, da die breite Externseite dem durch Ausstoßen des Wassers durch den Trichter entstehenden Rückstoß einen erheblichen Widerstand im Wasser entgegensetzte.

Wenn man nun annimmt, daß die Ammoniten-Formen der Schwarzi-Schicht durch ihre breite Externseite an die Lebensweise im seichten Wasser — wofür die grobe Ausbildung des Sedimentes spricht — angepaßt waren, so fällt der vorliegende Ammonit ganz aus dem Rahmen heraus. Hierfür gibt es zwei Erklärungsmöglichkeiten.

Die erste wäre die, daß man sich der Ansicht J. Pia's anschließen würde, der bei den liassischen Oxynoticeraten beobachtet hat, daß an demselben Fundpunkt immer nur einzelne Exemplare dieser hochmündigen Gattung, deren Vertreter er für geschickte Schwimmer hält, vorkommen. Pia sagt (1914, S. 112): „Dies scheint mir dafür zu sprechen, daß die Oxynoticeren nie in größerer Zahl länger an derselben Stelle des Meeresbodens verweilten, sondern einzeln oder in Schwärmen frei schwimmend umherstreiften, so daß bald hier, bald dort ein abgestorbenes Tier herabsank und in das Sediment eingebettet wurde."

Die zweite Erklärungsmöglichkeit wäre die, daß man die hochmündigen, schwimmenden Formen für Bewohner der Hochsee hält, und daß das vorliegende Stück nach seinem Tode in das seichte Wasser hineingedriftet worden ist.

Literaturverzeichnis.

Bornhardt, W.: Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrika's. — Verlag D. Reimer, Berlin 1900.

Burckhardt, C.: La faune jurassique de Mazapil avec un appendice du crétacique inférieur. — Boletin del Instituto de Mexico. — Nr. 23. 1906.

Dietrich, W. O.: Das Alter der Trigonienschichten am Tendaguru. — Centralbl. f. Min. 1927, Abt. B, S. 59—64.

Dorn, P.: Die Ammonitenfauna des untersten Malm der Frankenalb. — Paläontographica 74, S. 1—92, Tafel 1—20. 1931.

Hennig, E.: Geologisch-stratigraphische Beobachtungen im Küstengebiete des südlichen Deutsch-Ostafrika. — In: Beiträge zur Geologie und Stratigraphie Deutsch-Ostafrika's. In Kommission bei R. Friedländer. Berlin 1913. S. 1—50.

de Grossouvre, A.: Sur le Callovien de l'ouest de la France et sur sa faune (1.). — Bull. de la soc. géol. de France. 3. sér. 19, S. 247—262, Tafel 9. 1891.

Janensch, W. & Hennig, E.: Tabellarische Übersicht der Fundorte wirbelloser Fossilien im Arbeitsgebiet der Tendaguru-Expedition. — Archiv für Biontologie 3, Heft 4, S. 1—6. 1914.

Kilian, W.: Lethaea geognostica. — II. Teil. 3. 1. Abt., Unterkreide. Stuttgart 1907—1913.

Kitchin, F. L.: The invertebrate fauna and palaeontological relations of the Uitenhage Series. — Annals of the South African Museum. 7. Teil 2, S. 21—250. Tafel 2—11. 1909.

—: The so-called Malone jurassic formation in Texas. — Geol. Magaz. 63. S. 454 bis 469. 1926.

v. Koenen, A.: Über Fossilien der unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. — Abh. d. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen, math.-nat. Klasse, N. F. Bd. 1. Heft 1, S. 1—48. Tafel 1—4. Nachtrag ebenda, S. 49—65. Tafel 5—7. 1898.

—: Die Ammonitiden des norddeutschen Neocom. — Abh. d. preuß. geol. L.-A. N. F. 24. 1902.

Krenkel, E.: Die untere Kreide von Deutsch-Ostafrika. — Beitr. z. Pal. und Geol. von Österreich-Ungarn und des Orients. 23, S. 201—250. Tafel 20—23. 1910.

Lange, E.: Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Anneliden der Trigonia schwarzi-Schicht, nebst vergleichender Übersicht der Trigonien der gesamten Tendaguru-Schichten. — Archiv f. Biontologie, 3. Heft 4, S. 187—290. Tafel 15—22. 1914.

de Loriol, P.: Etude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien (Zone à Amm. Renggeri) du Jura bernois. 1. Teil. Abh. d. schweizerischen paläontol. Gesellsch. 25, 1898.

LOCZY v. LOCZ, L.: Monographie der villanyer Callovien-Ammoniten. — Geologica hungarica **1.** Fasc. 3—4, S. 255—502. Tafel 13—26. 1915.
MÜLLER, G.: Die Versteinerungen des Jura und der Kreide. — In: Bornhardt, Zur Oberflächengest. und Geol. Deutsch-Ostafrika's, S. 514—571. 1900.
OOSTER, W.-A.: Catalogue des céphalopodes fossiles des Alpes suisses avec la description et les figures des espèces remarquables. — Petrifications remarquables des alpes suisses. Genf 1863.
OPPEL, A.: Die tithonische Etage. — Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1865, S. 535—568.
—: Über jurassische Cephalopoden. — Paläont. Mitt. a. d. Museum des Kgl. Bayr. Staates III, S. 127—266. Tafel 40—74. 1862.
D'ORBIGNY, A.: Paléontologie française. Terrains oolitiques et jurassiques. — 1. Céphalopodes. 1842.
v. PIA, J.: Untersuchungen über die Gattung Oxynoticeras. — Abh. d. geol. Reichsanst. Wien **23.** Heft 1. 1914.
POMPECKJ, J. F.: Über Ammonoideen mit anormaler Wohnkammer. — Jahreshefte d. Vereins für vaterl. Naturk. Württembergs, **50**, S. 220. 1894.
POPOVICI-HATZEG, V.: Les Céphalopodes du jurassique moyen du Mont Strunga (Roumanie). — Mém. de la soc. géol. de France. Mém. 35. 1905.
QUENSTEDT, F. A.: Petrefactenkunde Deutschlands. — Abt. 1. **1.** Céphalopoden. Tübingen 1846—1849.
—: Die Ammoniten des schwäbischen Jura. — **3.** Stuttgart 1887—1888.
REDTENBACHER, A.: Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. — Abh. der geol. Reichsanst. Wien **5.** Heft 5. 1873.
ROLLIER, L.: Phylogénie des principeaux genres d'Ammonoides de l'Oolithe et de l'Oxfordien. — Archives des Sciences physiques et natur. de Genève. 4. Per. **28**, S. 611. 1909.
—: Sur quelques ammonoides jurassiques et leur dimorphisme sexuel. — Arch. des sc. etc. Genève, **35**, S. 263—288. 1913.
SARASIN, CH.: Etude sur les Oppelia du groupe du nisus et les Sonneratia du groupe du bicurvatus. — Bullet. de la soc. géol. de France. 3. sér. **21**, S. 149. Tafel 4—6. 1893.
SCHINDEWOLF, O. H.: Vergleichende Studien zur Phylogenie, Morphogenie und Terminologie der Ammoneenlobenlinie. — Abh. d. preuß. geol. L.-A. N. F. 115. 1929.
SPATH, L. F.: On upper albian ammonoidea from Portug. Eeast-Africa with an appendix on upper cretaceous ammonites from Maputoland. — Ann. Transvaal Museum. **11**, S. 171—200. 1925.
SOLGER, F.: Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung mit besonderer Berücksichtigung der Ammoniten. — Beitr. z. Geol. v. Kamerun. Stuttgart 1904.
STOLLEY, E.: Über ein norddeutsches Äquivalent der Clauseyes-Fauna Südfrankreichs und der Schweiz. — Centr.-Bl. für Min. 1902, S. 266.
UHLIG, V.: The fauna of the Spiti-shales. — Mem. of the geol. Survey of India. Palaeontol. Indica. Ser. 15. **4.** 1903—10.
WAAGEN, W.: Die Formenreihe des Ammonites subradiatus. — Benecke's geogn.-paläont. Beiträge. **2.** Heft 2, S. 181—256. Tafel 16—20. 1869.
WEDEKIND, R.: Über Lobus, Suturallobus und Inzision. — Centr.-Bl. für Min. 1916, S. 185.
WEISSERMEL, W.: Mesozoische und känozoische Korallen aus Deutsch-Ostafrika. — In: Bornhardt, Deutsch-Ostafrika, S. 573—595. 1900.
WHITEHOUSE, F. W.: The cretaceous ammonoidea of eastern Australia. — Mem. of the Queensland Museum. **8.** Teil 3, S. 195—242. Tafel 34—41. 1926.
—: Additions to the cretaceous ammonite fauna of eastern Australia. — Mem. of the Queensland Mus. **9.** Teil 1, S. 109—120. Tafel 16—17. 1927.
ZITTEL, K. A.: Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. — Paläont. Mitt. a. d. Mus. d. Kgl. Bayr. Staates. **2.** 1. Abt., S. 1. 1868.
—: Die Fauna der älteren cephalopodenführenden Tithonbildungen. — Pal. Mitt. a. d. Mus. d. Kgl. Bayr. Staates. **2.** Abt. 2, S. 119. 1870.
ZITTEL-EASTMAN, Textbook of Palaeontology. London 1900 und 1913.
ZWIERZICKI, J.: Die Cephalopodenfauna der Tendaguru-Schichten in Deutsch-Ostafrika. — Arch. f. Biontologie. **3.** Heft 4, S. 7—96. Tafel 1—10. 1914.

Druckfertig eingereicht am 7. Dezember 1931.
„Imprimatur" erteilt am 16. März 1932.

Zur Deckenfrage im Harz

Von Walter Schriel in Berlin

(Hierzu Taf. 12 und 6 Abbildungen)

Inhaltsverzeichnis:

1. Die neueren Anschauungen über die Tektonik im Südharz 125
2. Stratigraphischer Teil 126
a) Silur 126
b) Devon 134
c) Karbon 137
3. Tektonischer Teil 138
a) Die Abscherungsdecken von Wieda, Zorge und Rothesütte 138
b) Die Frage der Unterharzdecke (i. S. Kossmat's) 140
1. Das Gebiet südlich des Tanner Hauptzuges 140
2. Der Tanner Abscherungskomplex 141
α) Aufschlüsse über Tage 141
β) Bergbauliche Aufschlüsse 146
3. Die Siebermulde und ihre Stellung zum Acker-Bruchbergsystem 147
4. Die tektonische Stellung des Iberges 152
4. Zusammenfassung 154
5. Wichtigste Literatur 156

1. Die neueren Anschauungen über die Tektonik im Südwestharz

Im Jahre 1928 habe ich in einem kleinen Aufsatz (Schriel, 1928) zu den Anschauungen Kossmat's über den Deckenbau im Harz Stellung genommen. Auf Grund mehrjähriger Aufnahmen im Südwestharz kam ich schon damals zu dem Ergebnis, eine einheitliche Unterharzdecke [B = Unterharzkomplex (Unterharzdecke), bestehend aus Silur, Devon und Kulm] abzulehnen. Das trifft besonders für das Gebiet zwischen Acker-Bruchberg im Westen und dem Wieda-Fluß im Osten zu, da hier die Beobachtungen im Felde der Auffassung Kossmat's, die Tannergrauwacke und die Siebergrauwacke seien fensterartig unter der überschobenen Unterharzdecke emportauchende Teile des autochthonen Oberharzkomplexes, widersprechen.

In den letzten Jahren sind die Untersuchungen in diesem Gebiet zum Abschluß gebracht; auch im Ostharz ist die geologische Aufnahme abgeschlossen. Die hierbei von Dahlgrün und mir gewonnenen Resultate haben im Mittel- und Südharz völlige Übereinstimmung in der Stellung zu den großen tektonischen Fragen erbracht, lassen sich jedoch nicht in Einklang mit der Kossmat-schen Auffassung einer großen, einheitlichen Unterharzdecke bringen. Da Kossmat in einer weiteren Arbeit (Kossmat, 1931) die oben skizzierten Ansichten auch jetzt noch vertritt und sein Schüler Wugk (1930) dieselben Ge-

dankengänge in seiner Doktorarbeit zum Ausdruck bringt, möchte ich einige neue Beobachtungen stratigraphischer und tektonischer Art aus dem Gebiet des angeblichen „Tanner Fensters" und „Sieber Fensters" veröffentlichen.

2. Stratigraphischer Teil.

Die Stratigraphie des Südwestharzes, wie sie früher von mir aufgestellt ist (SCHRIEL, 1924, 1927), bedarf, nachdem über die Veröffentlichung der eben zitierten Arbeiten mehrere Jahre mit neuen Untersuchungen vergangen sind, in einigen Punkten der Ergänzung. So haben sich vor allem bei der Stratigraphie der silurischen und oberdevonisch-unterkarbonischen Schichten neue Gesichtspunkte ergeben.

a) Silur

Zu Beginn der 50er Jahre des vorigen Jahrhunderts wurden in der Nähe der Kupferhütte bei Lauterberg durch einen Schüler ROEMER's — JÜNGST mit Namen — die ersten Graptolithen und damit das erste sichere Silur im Harz entdeckt. Wenn auch vorübergehend infolge der verfehlten BEYRICH-LOSSEN-schen Stratigraphie die Bedeutung der Graptolithen als silurische Leitfossilien verkannt wurde, und man andere Schichten unberechtigterweise dem Silur zugeteilt hat (Tanner Grauwacke, Acker-Bruchberg-Ilsenburgquarzit), so wurde später durch BEUSHAUSEN, KOCH und endlich auch durch DENCKMANN auf die Bedeutung der graptolithenführenden, silurischen Schichten für den Harz hingewiesen und ihre Wichtigkeit und große Verbreitung im Ostharz neuerdings durch DAHLGRÜN (1924, 1927) festgelegt.

Im südwestlichen Unterharz blieb jedoch die Lauterberger Fundstelle neben der vom Mollenberge bei Zorge lange Zeit der einzige Fundpunkt für Obersilur. Zwar vermutete DENCKMANN in verschiedenen Schichtengliedern der früheren Wiederschiefer Silur, jedoch blieb er den paläontologischen Nachweis hierfür schuldig. Auch darin sind durch die Funde von kalkigem Silur bei Wieda und Graptolithenschiefersilur bei Bad Lauterberg Fortschritte gemacht worden. Über den wichtigen Fundpunkt bei Wieda an der Einmündung des Weinglastales ins Wiedatal habe ich schon berichtet (1927, S. 531). Es handelt sich nach den Bestimmungen von KEGEL (1927) und HERITSCH (1929) um Obersilur der Stufe E β. HERITSCH äußert sich brieflich über die Fauna wie folgt:

„Die Beziehungen zu Böhmen sind außerordentlich enge, auch zu dem alpinen Orthocerenkalk bestehen sehr enge Beziehungen. Diese Kalke reichen von E α über die Zone des *Cyrtograptus Murchisoni* bis an das obere Ende des E γ. Auch mit den *Rhynchonella megaera*-Schichten der Karnischen Alpen bestehen sehr enge Beziehungen, die auch wegen der Fazies des Vorkommens mich zur Meinung bringen, daß es sich um diesen karnischen Horizont, also um hohes E β handelt."

Die von HERITSCH und KEGEL bestimmte Fauna der Wiedaer Kalklinse ergab folgende Formen:

O Vorkommen in E α, + Vorkommen in E β, × Vorkommen in E γ von Böhmen.

Petraia sp.
Cystiphyllum bohemicum POCTA +
Scyphocrinus sp.

Strophomena subtilis Barr. +
Strophomena pecten Barr. +
Strophomena sp.
Strophomena sp.
Pentamerus caducus Barr. +
Pentamerus knighti Sow. +
Rhynchonella sappho Barr. +
Rhynchonella ancillans Barr. +
Rhynchonella megaera Barr. +
Rhynchonella berenice Barr. +
Rhynchonella minerva Barr. +
Rhynchonella famula Barr. var. *modica* Barr. +
Merista herculea Barr. +
Spirigera obovata Sow. O+
Spirigera canaliculata Barr. +×
Avicula (Leiopteria) carens Barr. +
Avicula sp.
Goniophora minax Barr. +
Cardiola interrupta Sow. O+
Cardiola bohemica Barr. +
Cardiola gibbosa Barr. O+
Conocardium bifurcans Barr. +
Dualina longiuscula Barr. +
Dalila resecta Barr. +×
Vlasta pulchra Barr. +
Praecardium oppotunum Barr. +
Lunulicardium excelens Barr. +
Paracardium delicatum Barr. +
Phragmostoma tuboides Barr. sp. +
Pleurotomaria (Gosseletina) virgulata Perner +
Phymatifer sp. ?
Platyceras fecundum Barr. O+
Loxonema sp. ?
Hercynella sp.
Barrandeoceras bohemicum Barr. +×
Cyrtoceras orphanus Barr. +
Cyrtoceras confine Barr. +
Actinoceras
Orthoceras originale Barr. +×
Orthoceras electum Barr. O+
Orthoceras dulce Barr. O+×
Orthoceras severum Barr. +
Orthoceras pleurotomum Barr. O+
Orthoceras perlongum Barr. +
Orthoceras potens Barr.? +
Orthoceras explanans Barr. +
Orthoceras sp. sp.
Scutellum cf. *crebristriatum* Lindström
Encrinurus hilarulus Kegel
Otarion burmeisteri Barr. var. *hercynica* Kegel

Otarion schrieli KEGEL
Prionopeltis striatus BARR. var. *incisa* KEGEL
Prionopeltis octaschistus KEGEL
Prionopeltis sp.
Proetus conspersus ANGELIN
Harpes cf. *wilkensii* MÜNSTER.

Die Eingruppierung des Wiedaer Silurs in den Silurverband des Harzes ergab, daß es sich um jüngstes, im Harz bekanntes, Obersilur handelt, ferner daß bei Wieda im Verband mit ihm ein zweiter älterer Horizont vorhanden ist, der petrographisch dem Wernigeroder Silur oder dem sogenannten „Silur östlich der Sieber" entspricht. Erst hierunter folgt der Graptolithenschiefer des Harzes, dessen Verband bei Wieda mit dem „Wernigeroder Silur" nicht aufgeschlossen ist.

Die von mir seinerzeit für das Wiedaer Silur aufgestellte Alterstabelle lautete demnach v. o. n. u.:

3. Schiefer mit Grauwacken, Kalkgrauwacken, Kalken mit *Cardiola interrupta* und *C. bohemica* sowie silurischen Trilobiten. Keine Graptolithen.

2. Ebenplattige Schiefer mit Kieselschiefern und schwarzen, feinkristallinen Bandkalken, bei Wieda bis jetzt ohne Fossilien (Silur östlich der Sieber).

1. Graptolithenschiefer mit Monograpten und *Cardiola interrupta* (Unterludlow).

War also durch Fossilfunde das silurische Alter der 1. und 3. Stufe festgestellt, so kannte man noch keine beweisenden Fossilien, vor allem keine Graptolithen, aus der 2. Stufe, die von den Harzgeologen als ein Äquivalent der bei Wernigerode anstehenden Silurschichten angesehen wird. Die Verbreitung des Silurs zwischen der Sieber und St. Andreasberg und seine Darstellung auf den geologischen Blättern Riefensbeek und St. Andreasberg, läßt erkennen, daß das fragliche Silur, wie auch BODE zum Ausdruck bringt, noch weiter südlich auf Blatt Lauterberg seine Fortsetzung haben muß. Bei den Untersuchungen, die ich in den letzten Jahren vor allem im Herzberger Tonschiefer-Sattel durchgeführt habe, ergab sich, daß sich das Siebersilur bis nahe an den Zechsteinrand erstreckt. Es handelt sich dabei nicht um einen zusammenhängenden Zug, sondern man beobachtet, daß das Silur als älteste Schicht mehrfach unter devonischen und karbonischen Schichten verschwindet, um in den Sattelkernen im Streichen wieder aufzutauchen.

Die petrographische Zusammensetzung des Siebersilurs ist in den Erläuterungen zu St. Andreasberg und Riefensbeek beschrieben. Die Gliederung auf beiden Blättern ist nicht einheitlich. In den Erläuterungen zu Blatt Riefensbeek werden die Tonschiefer als dunkelblaugraue, geradschiefrige Sedimente mit feinverteiltem Glimmergehalt beschrieben. Als Einlagerungen in ihnen werden Platten- und Grauwackenschiefer, Wetz- und Kieselschiefer, Quarzite sowie endlich zahlreiche Einlagerungen eines hellgrauen bis schwärzlichen, dichten, meist feinkristallinen Kalkes, der häufig Schwefelkieseinsprenglinge enthält, erwähnt. Auf dem neu erschienenen Blatt St. Andreasberg ist von BODE folgende Silurgliederung zur Darstellung gebracht:

3. Tonschiefer mit Einlagerungen von Kalk, Kieselkalk u. Kieselschiefer.
2. Dunkle Tonschiefer u. Wetzschiefer.
1. Dunkle Kieselschiefer, Wetzschiefer u. Tonschiefer.

Meine Untersuchungen lassen mich jedoch zu einer anderen Gliederung kommen. Ich bin der Meinung, daß das Silur vor allem durch die Masse der Tonschiefer und Bänderkalke repräsentiert wird. Die verschiedenen Einlagerungen jedoch sind jünger und stellen entweder eingemuldete Partien teils transgredierender, teils überschobener, karbonischer und devonischer Schichten dar. Für die Grauwacken und Plattenschiefer im Tonschieferzuge der Sieber (Blatt Riefensbeek) wird diese Deutung schon in den Erläuterungen von Blatt Riefensbeek offen gelassen. Ich nehme diese Deutung auf und halte diese Gesteine für Reste des Tanner Grauwackensystems, das seinem Alter nach hochoberdevonisch bzw. tiefunterkarbonisch sein dürfte. Es sind Erosionsreste der großen Abscherungsdecke der Tanner Grauwacke auf ihrem Liegenden. Die als ss bezeichneten Gesteine sind Reste typischen Hauptquarzites. Desgleichen sind die Kiesel- und Wetzschiefer in ihrer Hauptmasse kulmischen Alters. Alle diese Stufen finden sich eingemuldet und eingeschuppt im Silur. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Gebiet des Siebersilurs, das auf Blatt St. Andreasberg zur Darstellung kam. Silurisch sind hier die Tonschiefer und Kalke der Stufe sik 2 sowie die Tonschiefer der beiden Stufen sic α und sic β, die dazugehörigen Kiesel- und Wetzschiefer dagegen sind in der Hauptsache kulmisch und stellen wie auf Blatt Riefensbeek und Lauterberg Mulden transgredierenden Kulmkieselschiefers dar. Es bleibt demnach für das eigentliche Silur der Tonschiefer mit den Kalken übrig. Diese Tonschiefer stimmen petrographisch mit den Graptolithenschiefern überein. Sie sind dünnspaltend und ebenplattig und verwittern, wie die ihnen eingelagerten Kalke oft lederbraun. Die Kalke sind feinkristallin bis dicht und stellen dünne Bänke, seltener größere, flache Linsen dar. Der wichtigste Aufbruch dieser Gesteine, der vor allem für die Klärung der Altersfrage dieser Schichten in Frage kommt, liegt beiderseits des Tales zwischen Eichelnkopf und Mittelecke P. 500,1 in den Forstdistrikten 26, 181 und 182 des Meßtischblattes Bad Lauterberg (Abb. 6). Die hier auftretenden dunklen Schiefer und Kalke werden transgredierend von oberdevonischen Schiefern und Kulmkieselschiefern begrenzt. Eine Kieselschiefermulde, die das Tal mit geringer Mächtigkeit durchstreicht, teilt den Siluraufbruch in zwei Teile. Am besten sind die in Frage kommenden Gesteine im Bachbett und in der Böschung des den Bach begleitenden östlichen Fahrweges aufgeschlossen. Es sind dunkle, verwitterte, lederbraune Tonschiefer mit feinkristallinen bis dichten, im verwitternden Zustande braunen Kalken. Sie ziehen mit erzgebirgischem Streichen den NW-Hang des Eichelkopfes hinauf, wo sie oben auf dem Kamm eine kleine Diabaslinse umschließen. In der Nähe dieser Diabaslinse fand Eichenberg (1931, S. 147) in den dunklen Schiefern die ersten Graptolithen, und zwar *Monograptus dubius* Suess und *Monograptus bohemicus* Barr. Das silurische Alter dieser Schichten steht somit fest. Das sogenannte Silur östlich der Sieber besitzt nach Elimination der jungen, tektonisch eingesenkten Muldenschichten Unter-Ludlow-Alter.

Die neuen Lauterberger Silurvorkommen

Bis vor kurzem galt das Silur der Kupferhütte als das einzige sichere Obersilur bei Lauterberg. In der letzten Zeit sind noch mehrere Vorkommen dazugekommen. Alles sind sattelförmige Emporwölbungen des tieferen Unter-

grundes aus der Tanner Grauwacke, die in den Tälern durch tiefe Talerosionen angeschnitten sind.

Silur kennen wir neuerdings von folgenden Punkten:

1. Graptolithenschiefer hinter dem Lauterberger Krankenhause.
2. Graptolithenschiefer im Wiesenbeeker Tale, P. 309.
3. Silur des Heibeektales.

Alle drei Fundpunkte zeichnen sich dadurch aus, daß hier nicht nur reine, dunkle Graptolithenschiefer vorkommen, sondern in Wechsellagerungen mit ihnen grünliche, chloritische Plattenschiefergesteine sowie Einlagerungen von grob- und feinkörnigen Kalken auftreten.

Silur am Lauterberger Krankenhaus

Auf dieses Vorkommen brauche ich näher nicht einzugehen. Ich verweise auf meine früheren Ausführungen (SCHRIEL, 1927, S. 530). Zu erwähnen ist nur noch, daß der Graptolithenschiefer von grünlich-chloritischen Plattenschiefern unterlagert wird. An Graptolithen sind bekannt: *Monograptus dubius* SUESS und *Gotograptus spinosus* WOOD. In den grünlichen Plattenschiefern findet man Reste von Crinoiden, Cystoideen und Korallen. Es sind dieselben Gesteine, auf die weiter unten unter dem Vorkommen im Heibeektal einzugehen sein wird. Sicher hängt das Vorkommen am Lauterberger Krankenhause auch mit dem des Heibeektales zusammen, wenn auch der Zusammenhang im Luttertale entlang des Weideweges durch quartäre Ablagerungen der Lutter verhüllt ist.

Das Silur im Wiesenbeekertal

Dieses Vorkommen liegt im Tale, das zum Wiesenbeeker Teich hinaufführt, und zwar bei P. 309. Sowohl rechts des Baches wie links desselben stehen Graptolithenschiefer und grünliche, verruschelte Plattenschiefer an. Wir kennen von hier nach Aufsammlungen EICHENBERG's *Monograptus dubius* SUESS und *Cardiola interrupta* SOW. Die Senke, in der der Friedhof liegt, wird von Silur eingenommen, das beiderseitig von der Tanner Grauwacke flankiert wird. Südlich des Tales werden beide Stufen vom Zechstein transgredierend überlagert.

Das Silur des Heibeektales

Bieten die beiden eben beschriebenen Silurvorkommen paläontologisch nichts Auffallendes, so liegen die Verhältnisse im Heibeektale anders, da hier eine eigentümliche Fauna gefunden wurde.

Der Heibeek fließt in einem kleinen, mit Alluvium ausgefüllten Verwerfungstal, das ein Seitental des Luttertales darstellt. Am nördlichen Hang stehen Kieselschiefer des Tanner Grauwackensystems an, im Süden silurische Schiefer, die ihrerseits vom Kieselschiefer überlagert werden. Das Altpaläozoikum wird diskordant von der Zechsteinplatte des Heikenberges bedeckt. Die Silurauf-schlüsse des Heibeektales sind erst durch Verkoppelungsarbeiten in der Feldmark Lauterberg sichtbar geworden, vor allem durch den Fahrweg, der an der südlichen Talseite am N-Hang des Heikenberges entstanden ist und unter

anderen die silurischen Schichten gut aufgeschlossen hat. Die Aufschlüsse beginnen entlang des nördlichen „Weideweges" dort, wo dieser in das Heibeektal mündet. Die oben schon mehrfach erwähnten graugrünen Schiefer stehen hier überlagert von Tanner Kieselschiefer an, doch reicht die Kieselschiefermulde nicht ganz bis zur Talsohle herunter, so daß in der niedrigen Böschung nur Silur steht. Vereinzelt finden sich schon hier schlecht erhaltene Graptolithen. Ungefähr 150 m westlich der Einmündung des Weideweges in das Heibeektal zieht sich vom N-Hang des Heikenberges eine kleine Wiese bis zur Talsohle herab. Unmittelbar westlich der Wiese beginnt die Wegeböschung wieder stärker anzusteigen und setzt sich in gleicher Höhe weiter westwärts bis an die Wiesen des nördlichen Heikenberges fort. Nicht die ganze Böschung besteht aus Silur, sondern nur der Hang vom Weidewege bis zu einem alten Stollenmundloch auf Eisenstein, das ungefähr 20 m vom Ende des Silur entfernt liegt und unmittelbar in der Höhe des Weges zutage tritt. Der ungefähr 20 m lange und an seiner höchsten Stelle rund 4 m hohe Aufschluß läßt von oben nach unten folgende Schichten erkennen:

1,00 m Dammerde.

1,50 m Schwarze Graptolithenschiefer mit Linsen und Bänken eines teils körnigen, teils dichten, fossilführenden Kalkes. Der Kalk geht allmählich in kalkige Grauwacke über. Verwittert erscheinen braune Kalkmulme in Linsen oder Bänken.

0,60 m Dunkle, grau-grüne, chloritische Plattenschiefer ohne nennenswerte Fossilführung.

0,95 m Schwarze Graptolithenschiefer mit kleinen, fossilführenden Kalklinsen. Allmähliches Zurücktreten des grünen Schiefers.

Sämtliche Schichten streichen W 40 N und fallen mit etwa 40° nach S—W ein.

Zur Beurteilung der Altersstellung der im Heibeek auftretenden Schichten ist auf folgende Beobachtungen hinzuweisen:

Die geologische Karte von Lauterberg im Jahre 1874 verzeichnet an der in Frage kommenden Stelle Kieselschiefer (ζ), über dessen angebliche Altersstellung als Einlagerung im Wiederschiefer Kayser in den Erläuterungen zu Blatt Lauterberg berichtet.

Als ich mit den Aufnahmen auf Blatt Lauterberg begann, stellte ich fest, daß an den in Frage kommenden Stellen überhaupt kein Kieselschiefer, sondern Tonschiefer ansteht, dessen grünliche Partien Ähnlichkeit mit dem Plattenschiefer des Tanner Grauwackensystems besitzen. Ich nahm deshalb an, es handele sich um Tanner Plattenschiefer; auch den hier auftretenden Kalk sah ich als zum Plattenschiefer gehörig an.

Im Jahre darauf fand Eichenberg durch Zufall einige Graptolithenreste in diesen Schiefern. Hierdurch bekam das ganze Problem ein anderes Gesicht; vor allem waren die Kalke auf Fossilien näher zu untersuchen. Nach einigem Suchen fand ich in einer etwa ¾ m mächtigen Kalklinse einen *Spirifer*, ein Fund, der anstatt mehr Licht zu bringen, die Verhältnisse noch verwickelter erscheinen ließ. Die genaue Untersuchung dieser und anderer Linsen ergab nun die Tatsache, daß die Kalke vorwiegend eine Brachiopodenfauna führten, unter denen Spiriferen und Strophomeniden vorwiegen. Auch zahlreiche Pleurodyctien wurden festgestellt. Die ganze Fauna zeigt ein dem Silur fremdes

Gepräge und hat mit der des Hercynbrachiopodenkalkes vor allem mit der des Princepskalkes eine gewisse Ähnlichkeit. Auffallend ist jedoch, daß gerade diejenigen Fossilien, die für diesen Kalk leitend sind, nämlich *Rhynchonella princeps, Pentamerus Sieberi* u. a. völlig unter der Fauna fehlen. Trotzdem lag es nahe, an eine tektonische Einschuppung devonischer Kalklinsen in silurische Schiefer zu denken. Dem stand anderseits aber gegenüber, daß der Aufschluß keinerlei größere tektonische Unregelmäßigkeiten zeigte, vielmehr war der Übergang vom Kalk zum Schiefer ein ganz allmählicher. Auch an der Begrenzung beider Gesteine war keine Spur tektonischer Bewegung sichtbar. Diese Gründe bewogen mich, den Aufschluß noch näher zu untersuchen und hierbei ergab sich, daß zuerst in den verwitterten Kalken auch *Monograptus dubius* festgestellt wurde. Aber noch weiter: auch die Graptolithenschiefer führen Brachiopoden und vor allem Spiriferen. In einer etwa 3 cm starken Platte wurde *Monograptus dubius* zusammen mit zwei Spiriferen gefunden, die dem *Spirifer hercyniae* nahe stehen. Eine tektonische Faunenvermengung erscheint hiernach ausgeschlossen, um so mehr, da beide Fossilien von einem Handstück stammen und dieses typischen, dunklen, flachspaltenden Graptolithenschiefer darstellt. Nur einige Zentimeter daneben standen ausgelaugte Kalke mit Monograpten an. Brachiopoden und Graptolithen zusammen in Kalken und Schiefern wurden sowohl in der oberen wie in der unteren Schicht gefunden, wobei festgestellt wurde, daß die obere Schicht die Brachiopoden vorwiegend im Kalk, die untere dieselben Formen im Graptolithenschiefer enthält. Graptolithen wurden in der oberen wie in der unteren Schicht gefunden.

Aus der oberen Schicht stammen:

1. Aus den Schiefern:

Monograptus dubius SUESS
Monograptus chimaera BARR.
Spirifer cf. *hercyniae* GIEB.
Strophomena sp.

2. Aus den Kalken:

Monograptus dubius SUESS
Spirifer elevatus
Spirifer cf. *hercyniae* GIEB.
Spirifer decheni
Strophomena minor
Strophomena rhomboidalis
Brachyprion sp.
Cyrtina sp.
Slava sp.
Plectambonites sp.
Merista sp.
Encrinurus sp.
Phacops (fecundus-Gruppe).

Aus der unteren Schieferstufe:

Monograptus dubius SUESS
Brachyprion

Spirifer cf. *hercyniae* Gieb.
Merista sp.
Cyrtina sp.
Retzia? umbra
Leptaena rhomboidalis
Bryozoen.

An einer Gleichaltrigkeit beider Faunen kann hiernach nicht gezweifelt werden.

Ich komme deshalb zu dem Resultat, daß bei Lauterberg im Graptolithenschiefer primär neben Graptolithen des Unter-Ludlow bereits Spiriferen von devonischem Habitus vorkommen, daß also gewisse Spiriferen und andere Fossilien, die man bis dahin nur aus dem Devon kannte, bereits als Vorläufer im Silur auftreten; denn um Silur handelt es sich nach dem Graptolithenfunde im Heibeektale sicher.

Was nun die Eingliederung der Heibeekschichten anbetrifft, so gehören sie nach dem Graptolithenbefund nicht zu dem jüngsten graptolithenführenden Silur des Harzes, sondern sind älter als das kalkige Wiedaer Silur, zu dem sie meines Erachtens schon überleiten. Auch das Wiedaer Silur zeigt neben zahlreichen Trilobiten und Cephalopoden vor allem Brachiopoden, allerdings andere Arten, nämlich vorwiegend Rhynchonellen vom Typ der *Rh. megaera* und *Rh. sappho*. Man muß daher annehmen, daß sich die Spiriferenfauna nach ihrem ersten Auftreten im Unter-Ludlow wieder zurückgezogen hat und erst später in der Kalkgrauwacke des Unterdevons in anderer Faunenvergesellschaftung wieder auftritt.

Auf Grund der oben erwähnten neuen Funde stelle ich für die höchsten Silurschichten des Mittelharzes folgendes Profil auf:

Mittelludlow
4. Schiefer, Grauwacken und Kalke bei Wieda mit *Cardiola interrupta, C. bohemica,* Trilobiten, *Rhynchonella megaera* und *R. sappho*, Orthoceren u. a.; keine Graptolithen. (Hierher gehören ungefähr die Vorkommen von kalkigem Silur bei Wernigerode, Harzgerode, Allrode.)

Unterludlow
3. Ebenplattige Schiefer (Graptolithen!) mit dünnen Bänken von Kiesel- und Wetzschiefern, Bandkalken (sog. Wernigeroder Silur z. T., Silur östlich der Sieber nach Elimination der jüngeren Schichten, Silur vom Laddekenberg b. Wieda).
(Graptolithen, Fundort Eichelnberg bei Herzberg.)

2. Graptolithenschiefer mit feinkörnigen, dichten Kalkbänken und grobkörnigen Kalklinsen mit Graptolithen und Brachiopoden (Silur des Heibeek, Wiesenbeek, Lauterberger Krankenhaus), Einlagerungen von grünlichen, chloritischen Plattenschiefern.

1. Graptolithenschiefer des Unter-Ludlow von der Kupferhütte b. Lauterberg.

b) Devon

Unterdevon und Mitteldevon

Vom Devon sind im Gebiet der Sieber und Tanner Mulde Unter-, Mittel- und Oberdevon nachgewiesen. Die wichtigsten Vorkommen liegen bei St. Andreasberg—Braunlage sowie im Herzberger und Scharzfelder Aufbruch. Über die Schichtenfolge des Herzberger-St.-Andreasberger Sattelzuges ist schon früher von BODE (1921) und mir (SCHRIEL, 1928) und neuerdings auch von EICHENBERG (1930) berichtet worden. Neu ist von seiten EICHENBERG's die Ausscheidung eines bereits von BODE erwähnten Kieselgallenschiefers als Äquivalent der Taunusstufe, ein Vergleich, der m. E. wegen des geringen und indifferenten Fossilinhaltes des Kieselgallenschiefers noch zu sehr in der Luft hängt, um so mehr die vorgenommene Parallelisierung über den Kieselgallenschiefer des Kellerwaldes führt, dessen Altersgleichheit mit dem Taunusquarzit nach mündlicher Mitteilung Herrn DAHLGRÜN's keineswegs sicher steht. Solange das Hunsrückschieferproblem und die Stellung des Hunsrückschiefers zu den Siegener Schichten und dem Taunusquarzit noch nicht gelöst ist, kann an einen Vergleich, wie er oben durchgeführt werden sollte, nicht gedacht werden. Endlich gibt es Kieselgallenschiefer im Unterdevon des Harzes in mehreren Horizonten, und ich sehe deshalb in dem Auftreten von Kieselgallen in den tiefsten unterdevonischen Zonen des Harzes, der Kalkgrauwackenzone, nichts außergewöhnliches, um so mehr die Fossilien des Kieselgallenschiefers auch fast alle in der Kalkgrauwacke auftreten (siehe Fossilliste BODE, 1921, S. 202).

Die Stratigraphie des böhmischen und rheinischen Unterdevons zeigt in dem Gebiet, das beschrieben werden soll, keine Besonderheiten. Auch das Untere Mitteldevon, bald in der Ausbildung des diabasreichen Wissenbacher Schiefers, bald in der Hasselfelder Fazies entwickelt, ist bekannt. Wir können im Wissenbacher Schiefer, wie schon BODE schreibt, eine tiefere diabasführende und eine höhere kalkführende Zone feststellen. Das obere Mitteldevon war bis jetzt noch nicht sicher nachgewiesen[1]), scheint aber doch im Gebiet der Südharzmulde in Gestalt der „Stieger-Schichten" vorhanden zu sein. Unter diesem Namen sind ein Zug von ruschligen Tonschiefern, Wetz- und Kieselschiefern sowie Grauwacken ausgeschieden, die von Diabasen, Keratophyren, Mandelsteinen und Tuffen durchsetzt werden. Von LOSSEN wurde diese Stufe als Zorger Schiefer dem Unterdevon zugerechnet. Fossilien waren bis vor kurzem aus den Stieger Schichten nicht bekannt. Die Gründe, die mich früher veranlaßten, in den Stieger Schichten hohes Oberdevon oder Unterkarbon anzusehen, habe ich wie folgt angegeben: „Diese Schichten sind, nachdem man die in den Zorger Schiefern LOSSEN's mit einbegriffenen Kulmtonschiefer, die sich durch ihren petrographischen Habitus sowie durch ihren tektonischen Verband mit der Kulmgrauwacke und dem Kulmkieselschiefer von den Stieger Schichten absondern lassen, eliminiert, älter als der Kulmkieselschiefer, der sie transgredierend überlagert. Für Oberdevon, welches Alter am ehesten in Frage käme, spricht das Auftreten von Rotschiefern in der Nähe der Jagdhütte nördlich des Mosekopfes (Blatt Hasselfelde); ferner der Umstand, daß man für sie mitteldevonisches Alter nicht gut annehmen kann, da sie nach dem petrographischen Äußeren weder den Wissenbacher Schiefern noch dem Stringo-

[1]) Der *Goniatites costulatus* aus dem Sautale stammt, die Bestimmung als richtig vorausgesetzt, aus einer ortsfremden, verschleppten Kalklinse.

cephalenkalk entsprechen können.... Eine solche plötzliche Faziesveränderung wäre auffallend und wenig wahrscheinlich. Auch fehlen dem Wissenbacher Schiefer die Tuffe, die sich in den Stieger Schichten beobachten lassen.... Am ehesten lassen sich die Stieger Schichten mit den Deckdiabasen im Lahn-Dillgebiet vergleichen, nur führen sie im Unterharz mehr sedimentäres Material als jene."

Diese Altersauffassung ist revisionsbedürftig. Vereinzelt wurden in den Stieger Schichten stark kalkige Grauwacken beobachtet, die oft in unreinem Kalk übergehen. Wir finden sie bei Zorge und Benneckenstein, allerdings selten, an einigen Stellen. So treten zwei Kalklinsen in den Stieger Schichten des Jagens 110 (Blatt Benneckenstein) bei der Tiefenbachmühle auf. In der unteren Linse fand sich ein guterhaltenes Exemplar von *Tentaculites acuarius* R. Wenn auch Tentaculiten keine Leitfossilien sind, so ergibt dieser Fund immerhin, daß es sich keinesfalls um Unterkarbon oder hohes Oberdevon handeln kann, da Tentaculiten nicht so hoch hinaufgehen. *Tentaculites acuarius* R. kommt hauptsächlich im Mitteldevon vor. Da am Bullarsch die Stieger Schichten das untere Mitteldevon der Hasselfelder Fazies überlagern, so halte ich ein obermitteldevonisches Alter der Stieger Schichten für am wahrscheinlichsten. Sie sind mit den Tentaculiten-Schiefern Hessens und Thüringens zu vergleichen. Auch unteres Oberdevon kann möglicherweise in Frage kommen.

Oberdevon

Zum Oberdevon, und zwar zur Stufe Iα sind die von Bode beschriebenen cypridinenführenden Kalke und Schiefer vom Sautale beim Großen Knollen zu rechnen. Wichtig ist auch ein Fund Eichenberg's von *Posidonia venusta* und *Entomis* am Mittelberge nördlich von Herzberg. Der Fund wurde in Schiefern gemacht, die unmittelbar den Quarzit und die Quarzitschiefer (π_1-Gesteine der alten Karte) unterlagern, vielleicht auch den Quarziten eingelagert sind. Es handelt sich hier um dieselben Gesteine (sb_1-Gesteine, Bl. Riefensbeek), die am N—W-Hang des Acker die dortigen Cypridinenschiefer überlagern. Daraus ergibt sich, daß unter der Siebermulde, am Süd-Ostrand derselben, die oberdevonischen Quarzitschichten und die Cypridinenschiefer des Acker wieder zutage treten (Abb. 6).

Über den Cypridinenschiefer oder den Quarzitschiefer (π_1-Gesteine auf Blatt Lauterberg, sb_1-Gesteine, Bl. Riefensbeek) folgen die Schichten der Tanner Grauwacke, beginnend mit Rotschiefern, Kiesel- oder Plattenschiefern. Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, daß das Tanner Grauwackensystem nichts, weder petrographisch noch paläontologisch, mit dem Kulm der Siebermulde, des Unter- und Oberharzes zu tun hat. Auch H. Schmidt hält diese Schichten sowie den Ackerquarzit nicht für kulmisch, sondern für unterkarbonisch, wobei es lediglich darauf ankommt, ob man ihre wahrscheinlichen Äquivalente, die Hangenberg-Schichten der Seiler, schon zum Unterkarbon oder noch zum Oberdevon stellt. Deshalb stellt das Tanner Grauwackensystem mit seinen Kiesel-, Ton- und Rotschiefern, sowie seinen Grauwacken-Konglomeraten und Grauwacken- (Platten-) Schiefern ein hochoberdevonisches bis tiefunterkarbonisches Schichtensystem dar, dessen Äquivalent unter denselben Lagerungsverhältnissen von Dahlgrün erst neuerdings im Kellerwald als Hundshäuser Grauwacke mit der Cyclostigmenflora nachgewiesen ist.

Vergleichende Tabelle des Harzer Devons

Gebiet		Oberharz, Unterharz z. T.	Acker	Unterharz z. T. Tanner Gebiet
Unterkarbon		Lückenloses Profil Unterkarbon — Oberdevon	Ackerquarzit[2] Quarzite u. Schiefer (früher „Ortbergschichten“)	Muldengrauwacke Horizont der Wechsellagerungen
Oberdevon	Oberes	Obere, graue Cypridinenschiefer } Buntschiefer; Rote, grüne und graue Cypridinenschiefer; Untere graue Cypridinenschiefer — Clymenienkalk	Plattenschiefer mit Rotschiefern; Quarzitschiefer; Graue, grüne und rote Cypridinenschiefer	Plattenschiefer mit Rotschiefer — Kieselschiefer; Graue, grüne und rote Cypridinenschiefer
	Unteres	Adorfer Kalk mit Kellwasser Kalk / Büdesheimer Schiefer — Iberger Kalk	Adorfer Kalk mit Kellwasser Kalk	Adorfer Kalk

Gebiet		Oberharz	Unterharz	
Mitteldevon	Oberes	Stringocephalenkalk	Stringocephalenkalk mit Schalsteinen und Tuffen = Stieger Schichten	
	Unteres	Wissenbacher Schiefer Calceolaschichten	Wissenbacher Schiefer	Hasselfelder Mitteldevon
Unterdevon	Ober-Koblenz	Kahlebergsandstein = Kalkgeröllgrauwacke Fauna rheinisch	Hauptquarzitsandig Fauna rheinisch	Hauptquarzit z. T. kalkig Fauna böhmisch
	Unter-Koblenz	Nicht aufgeschlossen!	Dalmanitenknollenkalk Dalmanitenflaserkalk Zorgensisschichten Princepsschichten Kalkgrauwacke [3]	
Obersilur		Nicht aufgeschlossen!	Wernigeroder und sieber Silur (E,β)	

[2]) Ackerquarzit, Ortbergschichten einerseits und die höheren Teile der Tanner Grauwacke anderseits sind altersgleich, ob sie noch hochoberdevonisch oder schon tiefunterkarbonisch sind, läßt sich mit Sicherheit z. Zt. noch nicht feststellen.

[3]) Die Kalkgrauwacke zeigt Formen, die z. T. an die höchsten Siegener Schichten oder Hunsrückschiefer erinnern. Sie liegt wahrscheinlich schon etwas tiefer als die Basis des Unterkoblenz.

c) Karbon

Unterkarbon

Kulm

Mit einer Lücke, die, je weiter wir im Harz nach Osten kommen, desto stärker wird, beginnt in transgredierender Lagerung der Kulmkieselschiefer. Im Westteil der Südharzmulde fehlt der Kulmtonschiefer und die Kulmgrauwacke liegt dann, soweit sie nicht in einer Abscherungsdecke auf ältere Schichten folgt, unter Aufarbeitung des Kieselschiefers entweder direkt auf diesem, z. T. wohl auch noch auf älteren Schichten. Im Lahn-Dillgebiet, das sich nach seiner Lage in derselben Zone des variszischen Gebirges befindet, lassen sich an der Basis des Kulms dieselben Lagerungsverhältnisse beobachten.

Im Ostteil der Siebermulde, entlang des Herzberger Sattels, folgt die Kulmgrauwacke, soweit kein annormales Lager vorliegt, entweder direkt auf die Kieselschiefer oder auf den hochoberdevonischen Quarzitschiefer (π_1-Gesteine). Bei normaler Lagerung befindet sich dann an der Basis der Grauwacke ein Basalkonglomerat (Jag. 20), bestehend vorwiegend aus aufgearbeiteten Kulmkieselschiefern, Quarziten und Schiefern der π_1-Gesteine und Kalkgerölle des Lauterberger- und Princepskalkes. Während also entlang des Ostrandes der Kulmtonschiefer fehlt — erst bei einigen Kieselschieferaufbrüchen östlich Sieber ist er in geringer Mächtigkeit zu beobachten — ist er entlang des Südostabbruches am Acker, d. h. also am Nordwestrand der Siebermulde, in normaler Entwicklung zu beobachten. Seine Mächtigkeit beträgt hier etwa 15 bis 20 m. Die tiefen Taleinschnitte und Wasserrisse, die vom Acker zur Sieber hinabführen, haben ihn oft aufgeschlossen. Auf Blatt Riefensbeek (1. Auflage) ist der Kulmtonschiefer von den höherliegenden Kulmgrauwacken nicht abgeschieden, sondern mit dieser unter dem Symbol cutg vereint. Von einem Fehlen des Kulmtonschiefers, wie Wugk es annimmt, kann hier also nicht die Rede sein[4]). Über dem Kulmtonschiefer folgen im Gebiet der Sieber mehrere 100 m mächtige, derbe, z. T. feinkonglomeratische Grauwacken. Über ihnen wurde ein weiterer, etwa 200 bis 250 m mächtiger Ton und Grauwackenschieferhorizont mit Einlagerungen von Wetz- und Kieselschieferbänken festgestellt. Erst über diesen Tonschiefer folgen wieder derbe Grauwacken. Ebenso wie der eigentliche Kulmtonschiefer nach Osten hin auskeilt, ist dies auch mit dem höheren Tonschiefer der Fall. Im Osten der Siebermulde und gar in der Südharzmulde fehlt er. Der paläontologische Nachweis, daß die Kieselschiefer, Tonschiefer und Grauwacken der Siebermulde dem Kulm angehören und nicht altersgleich

---

[4]) Wugk hält das „Silur östlich der Sieber" für den Vertreter des nach seiner Ansicht fehlenden Kulmtonschiefers. Da der Kulmtonschiefer aber in normaler Ausbildung am Westrand der Siebermulde vorhanden ist, kann schon aus diesem Grunde das oben erwähnte Silur kein kalkiges Äquivalent des Tonschiefers sein. Im übrigen überlagert der Kulmkieselschiefer die silurischen, nach Wugk'scher Ansicht aber zum Tonschiefer zu rechnenden Schichten östlich der Sieber zwischen Jagen 116 und 117 (Wasserscheide, zwischen Sieber und Sperrlutter).

Träfen die Wugk'schen Ansichten zu, so hätten wir in der Sieber-Mulde drei verschiedene Kulmfazies, nämlich:

1. Sieber Kulm,
2. Wernigeröder Kulm,
3. Acker-Bruchberg-Kulm.

Welch komplizierte Deckentektonik wäre nötig, um dies Beieinander zu erklären! Wo lagen die primären Ablagerungsgebiete vor dem Deckenschub? Wo in Deutschland kennt man quarzitische Kulmschichten?

mit den Gesteinen der Tanner Grauwacke sind, konnte durch Pflanzenfunde erbracht werden. *Lepidodendron Veltheimi* wurde sowohl im Steinbruch am Südausgang von Lonau als auch im Steinbruch im Schwarzen Kulmketal, Jagen 116, gefunden.

3. Tektonischer Teil.

Die großen Züge des geologischen Baues des Südwestharzes sind bekannt. Ich habe meine Auffassung über dieses Gebiet im Harzführer und einigen anderen Arbeiten niedergelegt (DAHLGRÜN, ERDMANNSDORFFER, SCHRIEL, 1925, Teil 2; SCHRIEL, 1924, 1927). Nachträge, die sich in den letzten Jahren durch die fortschreitenden Feldarbeiten im Oder- und Siebergebiete ergaben, werden neu zu berücksichtigen sein. Ich werde zuerst die Gebiete behandeln, in denen keine oder nur geringfügige Gegensätze über die tektonischen Fragen bestehen. Das ist das westliche Gebiet der Südharzer Kulm-Devonmulde. Anschließend wird die Tektonik der Oder-Siebermulde behandelt werden, wo KOSSMAT's und meine Ansichten über den geologischen Bau des Gebirges voneinander abweichen.

a) Die Abscherungsdecken von Wieda, Zorge-Rothesütte (Stieger Decke KOSSMAT's)

Bereits 1924 habe ich im Gebiet der Südharzmulde auf weitausgreifende Überschiebungen und Abscherungen, die hauptsächlich die Stieger Schichten und die Elbingeroder Grauwacke betroffen haben, hingewiesen. So unterschied ich im Zorger Gebiet von unten nach oben eine untere Grauwackendecke des Kulms, eine mittlere Diabasdecke der Stieger Schichten und eine obere Grauwackendecke des Kulms. Ich verglich diese Tektonik mit Faltungsbildern aus den Alpen (SCHRIEL, 1924, S. 238) und aus den Caledoniden Schottlands-Skandinaviens. Ein Jahr später (veröffentlicht 1927) wies ich nach, daß die Auflagerung der Stieger Schichten im Westen der Südharzmulde bald auf jungen, bald auf älteren Schichten an Hand einer Überschiebung erfolgt sei (SCHRIEL, 1927, Taf. 25, Prof. E—F, G—H, I—K, Blatt Zorge, 3. Auflage, Profil 1925).

Diese tektonischen Einheiten sind es, die KOSSMAT später zu seiner Stieger Decke vereinigte. Wie aus diesen Ausführungen hervorgeht, liegen hier keine prinzipiellen Gegensätze zwischen meinen und KOSSMAT's Auffassungen vor. Ich halte lediglich die Intensität des Deckenschubes für nicht so bedeutend wie KOSSMAT, da es sich oft ja nur um Abscherungen starrer Grauwacken oder

---

In Wirklichkeit liegen hier die Schichten dreier Formationen vor, nämlich Obersilur, Oberdevon-Unterkarbon, Kulm, eine Tatsache, die durch Fossilien belegt ist. Endlich kann ich mich auch mit der Methode WUGK's Fossilfunde, die der Deckentheorie unbequem werden, einfach als eingewickelte Fremdkörper zu deuten, nicht einverstanden erklären. Was bleibt beispielsweise vom Wernigeröder Kohlen„kalk" noch übrig, wenn die Kalke mit *Cardiola interupta* und Styliolinen und die Schiefer mit Tentaculiten Fremdkörper sind? Kann man überhaupt mehrere Quadratkilometer große Gebiete, wie den Siluraufbruch östlich der Sieber und das Silur vom Laddeckenberge, noch als eingewickelte ortsfremde Schubfetzen bezeichnen? Die Fortsetzung dieser Methode würde m. E. dahinführen, daß in einem stark gefalteten Gebiet eine auf paläontologischer Basis fußende Stratigraphie als relativ wertlos anzusehen wäre. Doch gerade das Gegenteil ist der Fall und schon immer hat sich die Vernachlässigung der paläontologischen Grundlagen beim Aufbauen der Stratigraphie und Tektonik gerächt; gerade der Harz ist hierfür das beste Beispiel (Lossen!).

Diabase vom mobileren, weichen Tonschiefer handelt, so daß schon durch eine geringe seitliche Verschiebung, beispielsweise Kulmgrauwacken, unter Auswalzung des transgredierenden Kulmkieselschiefers, auf Silur oder tieferes Devon gleiten konnten.

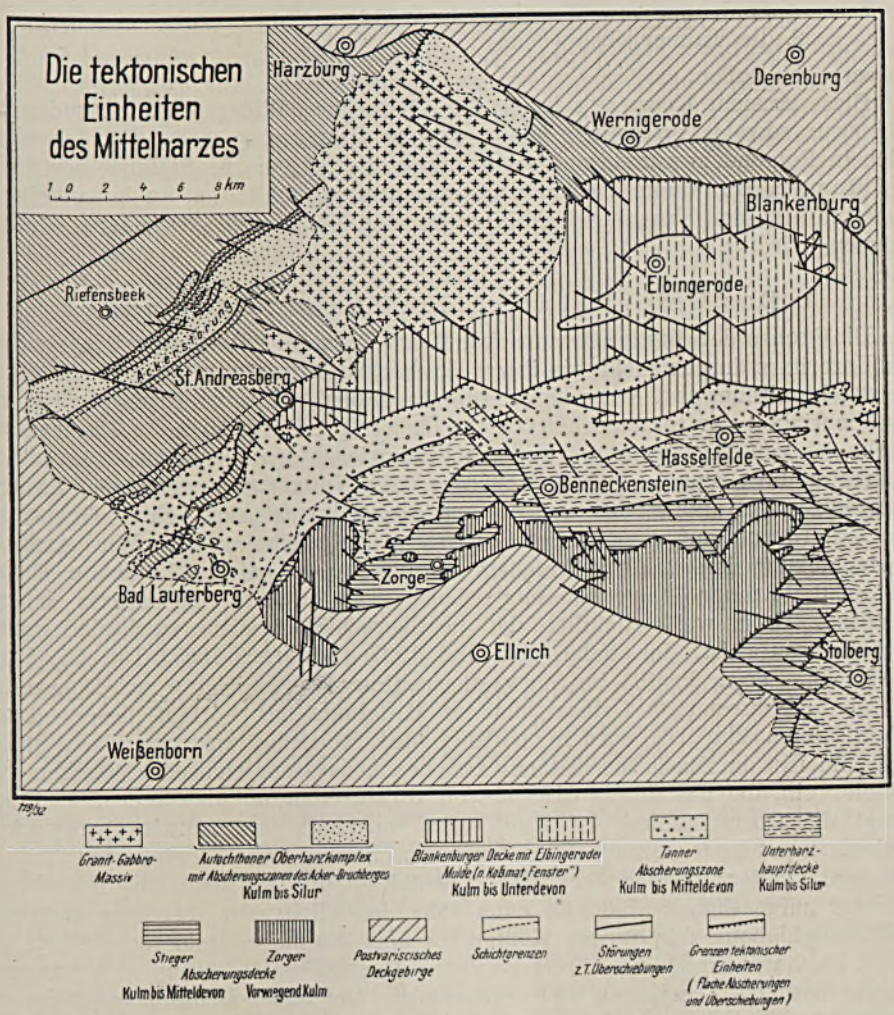


Abb. 1

Auch ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß an verschiedenen Stellen noch das primäre, stratigraphische Auflager der Stieger Schichten vorhanden ist. So liegen auf Blatt Benneckenstein zwischen Karlshaus und Radeweg die Stieger Schichten (Ob. Mitteldevon) auf Unterem Mitteldevon und unter Kulmkieselschiefer, d. h. in ganz normalem Verband. Anders dagegen im Gebiet zwischen Stiege und Rodishayn. Hier wird man ohne Annahme einer Störung an der Basis der Stieger Schichten nicht auskommen.

b) Die Frage der Unterharzdecke (i. S. KOSSMAT's)

Unter dem Stieger Komplex folgt nach KOSSMAT die Unterharzdecke, aus der fensterartig:

1. das Mitteldevon von Elbingerode und die silurischen-devonischen Schichten von Wernigerode sowie
2. die Tanner Grauwacke

hervorragen sollen.

Diese Ansicht KOSSMAT's ist es, die am meisten Widerspruch gefunden hat, und zwar sowohl von meiner wie auch von DAHLGRÜN's Seite (7). Ich werde mich in Folgendem nur darauf beschränken, die tektonische Stellung der Sieber und Tanner Grauwacke im Verbande der älteren Schichten, zu behandeln, da DAHLGRÜN zu den Fragen bei Elbingerode und Wernigerode demnächst Stellung nehmen wird.

1. Das Gebiet südlich des Tanner Hauptzuges

Die Grenze der Tanner Grauwacke, die in Form eines umgekehrt lagernden S den Unterharz durchzieht, ist in ihrem Kontakt zu älteren oder jüngeren Schichten meist tektonischer Art. Nur wenige Stellen nehmen darin eine Ausnahme ein. Auf die Wichtigkeit der tektonischen Grenze im jetzigen Hangenden der Tanner Grauwacke ist von DAHLGRÜN im Ostharz hingewiesen worden. DAHLGRÜN verlegt nach hier die Grenze seiner Harzgeröder oder Unterharzhauptdecke[5]). Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß entlang des Südrandes der Tanner Grauwacke das Unterdevon auf die Tanner Grauwacke aufgeschoben ist. Wie stark die Überschiebung ist, und mit welchem Winkel die devonisch-silurischen Schichten auf die Tanner Grauwacke aufgeschoben sind, entzieht sich unserer sicheren Kenntnis. Es ist wahrscheinlich, daß die Überschiebungsbahn wechselnd starkes Einfallen aufweist. Ich habe 1925 und 1927 (SCHRIEL, 1927, Taf. 25, Profil G—H; Bl. Zorge, Profil) im Südwestharz diese Überschiebung zur Darstellung gebracht. Während im Ostharz und im Mittelharz der Verlauf dieser tektonischen Linien klar ist, wird er nördlich des Stöberhai unsicher. Hier stellen sich, die für die Basis des Tanner Grauwackensystem charakteristischen Rotschiefer ein, die das untere Mitteldevon transgredierend überlagern. Vielleicht klingt die Überschiebung im Kulm oder innerhalb des Tanner Grauwackensystems aus. Erst weiter südlich zwischen Steina und Wiesenbecker Tal erscheinen wieder Diabase der Stieger Schichten, die teilweise auf Kulmkieselschiefer aufgeschoben sind. Es kann jedoch möglich sein, daß hier auch eine Teilüberschiebung des Stieger Komplexes über Kulmkieselschiefer vorliegt und die Unterharzhauptdecke ihrerseits von einer Überschiebung des jüngeren Stieger Systems überfahren und verdeckt ist. Die letzte Deutung erscheint mir die wahrscheinlichere und ist auch auf der beiliegenden Skizze (Abb. 1) zur Darstellung gebracht.

Die starke Stauung und Anhäufung der Kulmkieselschiefer zwischen Wiesenbecker Teich und Stöberhai ist eine Folge der herangeschobenen Decken der jungen Stieger Schubmassen, während das Auflager des Kulmkieselschiefers, vor allem sein allmähliches Übergreifen von den silurisch-devonischen Schichten östlich und nördlich des Stöberhai auf immer jüngere Stufen und zuletzt auf die Tanner Grauwacke, die normale Folge übergreifender Transgression ist

[5]) Keineswegs identisch mit KOSSMAT's Unterharzdecke.

(vgl. Bl. Zorge). Auch das Auflager des Kieselschiefers auf der Tanner Grauwacke zwischen Stöberhai und Wiesenbeek sehe ich trotz starker Stauungserscheinungen als primär an. Ähnliche Erscheinungen habe ich schon früher aus der Südharzmulde beschrieben. M. E. sind die mächtigen Kieselschiefermassen der Ebersberge bei Hohegeiß durch Zusammenschub und Stauung an der Stirn der Zorger Abscherungsdecken entstanden.

Eine besondere Frage bedarf noch das Auftreten der isolierten Plattenschiefervorkommen südlich des Hauptzuges der Tanner Grauwacke. Diese Vorkommen nördlich von Wieda, Zorge und Benneckenstein halte ich für z. T. an Störungen abgesetzte Mulden im Unter- und Mitteldevon. Kossmat sieht in ihnen fensterartig wieder auftauchenden Plattenschiefer des Hauptzuges. Dieser Auffassung kann ich mich nicht anschließen, denn sowohl bei Zorge, Wieda und Benneckenstein läßt sich das Einfallen der älteren Schichten an verschiedenen Stellen deutlich unter die Plattenschiefergesteine feststellen. Endlich ist paläontologisch für diese Gesteine der Nachweis der Altersgleichheit mit den Gesteinen des Hauptzuges noch nicht erbracht. Sie sind lediglich auf Grund petrographischer Merkmale mit dem Plattenschiefer des Hauptzuges parallelisiert. Weder das Vorkommen von Wieda, Zorge, der Benneckensteiner Kirche und des Ruxbruches (Blatt Benneckenstein) haben irgendwelche organische Reste geliefert.

Dagegen fanden sich in den Plattenschiefern beiderseits der Rappbode bei Benneckenstein, die von Lossen und auch von Denckmann als altersgleich mit den Gesteinen des Hauptzuges angesehen wurden, Fossilien des Unterkoblenz. Petrographisch lassen sich diese Gesteine keineswegs unterscheiden. Es ist also begründete Vorsicht am Platze, die isolierten Plattenschieferpartien als Fenster zu deuten.

2. Der Tanner Abscherungskomplex

α) Die Aufschlüsse über Tage

Die wichtigste Linie im Paläozoikum des Unterharzes ist m. E. die nördliche Begrenzung des Hauptzuges der Tanner Grauwacke. Daß wir hier eine tektonische Grenze und keine Transgression der Tanner Grauwacke vor uns haben, ist auf Blatt Zorge bereits zur Darstellung gebracht. Auch später habe ich diese Meinung vertreten (Schriel, 1928, Abb. 2).

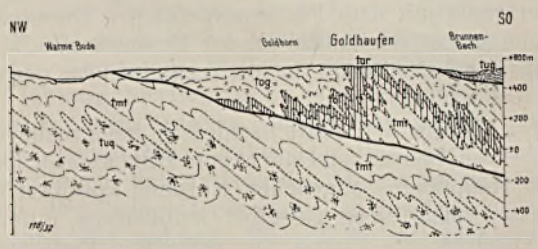
Am Südrande und am Nordrande des Tanner Hauptzuges, und nicht, wie Kossmat meint, bei den Überschiebungen von Elbingerode, liegt der Schlüssel zur Harztektonik. Dies ist bereits früher von Lossen und später auch von Denckmann und anderen Harzgeologen immer wieder betont worden. Vor allem die Lagerungsverhältnisse am Nordrand des Tanner Grauwackenzuges geben Aufschluß über die Berechtigung, von einem „Tanner Fenster" zu sprechen. Von der Antwort hierauf hängt das Problem einer einheitlichen Unterharzdecke im Sinne Kossmat's ab.

In verschiedenen Arbeiten habe ich darauf hingewiesen (Schriel, 1927, S. 312), daß die einzelnen Schichtabteilungen der Tanner Grauwacke in fakultativer Lagerung auch auf älteren Stufen transgredieren können. Die dieser Transgression vorausgegangene Faltung bezeichnete ich, vergleichend mit Schindewolf (1926, S. 129), als die marsische Faltung. Auch jetzt halte ich noch an dieser für den Unterharz und das rheinische Schiefergebirge wichtigen Faltung fest, da durch sie die Verlandung großer Teile des Harzes während

des hohen Oberdevons bedingt wurde. Die marsische Faltung ist als eine Vorphase der variszischen Faltung aufzufassen. KOSSMAT glaubt diese Transgression ablehnen zu müssen, da er an verschiedenen Stellen nördlich wie südlich des Tanner Zuges die schon bekannte Störung beobachtete. Ich betone jedoch mit der Annahme dieser Transgression lediglich, daß wir unterscheiden müssen zwischen der jetzigen Grenze der Tanner Grauwacke, die im Norden oder Süden meist eine Störung ist, und der primären Schichtfolge, die eine normale Transgression darstellt und mehrfach noch vorhanden ist.

Die normale Transgressionsgrenze liegt noch vor:

1. an verschiedenen Stellen im Untergrunde des Tanner Hauptzuges, da nicht überall die Abscherungslinie zwischen Grauwacke und Schiefer, sondern nach der Tiefe zu auch innerhalb des Schiefers verläuft. Nur auf diese Weise erklärt sich der Oberdevonsattel vom Goldhaufen an der Straße Braunlage—Tanne (vgl. Abb. 2). Auch die in den Tälern bei Lauterberg unter der Tanner Grauwacke zutage tretenden Silur- und Devonvorkommen stellen nach ihrer



tog = Grauwacken und Plattenschiefer
tol = Kieselschiefer
tor = Rotschiefer
} Tanner Grauwacken-system
tmt = Wissenbacher Schiefer
tuq = Hauptquarzit

Abb. 2. Profil durch die Tanner Abscherungszone zwischen Warmer Bode und Brunnenbach.

Lagerung meist normale, vom Kieselschiefer umgebene, sattelförmige Emporwölbungen des tieferen autochthonen Untergrundes dar (Abb. 4);

2. an gewissen Randgebieten im Norden und Süden des Zuges:

a) Im Norden

Zwischen Koboltstaler Köpfen, zwischen Langental und Krummen und Geraden Luttertal und z. T. auch noch weiter westlich, transgrediert die Tanner Grauwacke mit Kieselschiefern an der Basis (Abb. 4) und unter Aufarbeitung dieses Kieselschiefers zu faustgroßen Geröllen über Wissenbacher Schiefern.

b) Im Süden

Am Stöberhai beginnt das Tanner System mit Rot- und Plattenschiefern, in denen vereinzelt Kieselschieferbänke vorkommen. Auch hier transgredieren die Rotschiefer genau wie am Goldhaufen (Bl. St. Andreasberg) über Unter- und Mitteldevon. Die roten Schiefer an der Basis deuten auf die Nähe des Festlandes und die vorhergehende Verlandung hin.

Aus den Aufschlüssen im Norden ergibt sich, daß hier, sei es an Abscherungsflächen, sei es an normaler Transgression, die Tanner Grauwacke auf den älteren Schichten liegt, diese Tatsache ist von mir und auch von DAHLGRÜN gleich nach Erscheinen der ersten KOSSMAT'schen Arbeit als gegen die Fenster-

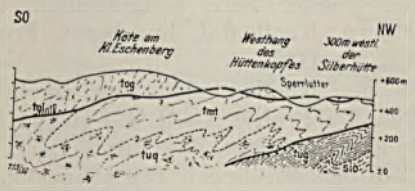
natur der Tanner Zone sprechend betont werden. Kossmat deutete deshalb später, da die Überlagerung der Tanner Grauwacke im Norden nicht zu übersehen ist, diese Tatsache wie folgt:

1. Vorgang: Überschiebung der älteren Devon-Silurserie (Unterharzdecke) über die Tanner Grauwacke.

2. Vorgang: Faltung der Decke bis zur Überkippung der Überschiebungsbahn (Kossmat, 1928, Profil auf S. 237), so daß die überschobenen Schichten teilweise wieder unter die jüngeren Schichten zu liegen kommen und auf einem äußerst komplizierten Wege scheinbar die primären Lagerungsverhältnisse wieder erreicht werden.

Ich kann mich dieser Deutung aus sachlichen Gründen nicht anschließen.

Wenn ich in Aufschlüssen die junge Schicht (Tanner Grauwacke) über der älteren Schicht (Wissenbacher Schiefer) finde, so nehme ich, solange keine zwingenden Gründe vorliegen, an, daß hier die beobachtete Überlagerung noch die ursprüngliche ist, und der normalen Altersfolge der Schichten entspricht. Es können lediglich bei einer Faltung, wie wir sie im Harz kennen, Abscherungserscheinungen zwischen der jüngeren, starreren Stufe und der mo-



tog = Grauwacken und Plattenschiefer } Tanner Grauwackensystem
tol = Kieselschiefer
tmt = Wissenbacher Schiefer
tuq = Hauptquarzit
tug = Unterkoblenz
sio = Obersilur

Abb. 3. Profil durch die Tanner Abscherungszone bei Silberhütte (St. Andreasberg)

bileren, liegenden Stufe stattgefunden haben. In diesem Falle bleibt aber immer noch die jüngere Stufe über der älteren und dies ist sicher der Fall am Nordrande des Tanner Hauptzuges.

Endlich soll bei der Kossmat'schen Auffassung (1928, S. 237) von der „Schlitzfenster"-Lagerung der Tanner Grauwacke die überkippte Überschiebungsbahn verhältnismäßig steil in die Tiefe fallen. Dies ist jedoch am Nordrand des Tanner Hauptzuges gar nicht der Fall, sondern ganz allmählich fällt die Abscherungsbahn nach S—O hin ein (vgl. Abb. 3). Das würde aber eine beinahe völlige Umkehrung der Überschiebungsfläche um etwa 160—170° bedeuten, eine Erscheinung, die schon mechanisch auf größere Entfernungen hin schwer vorstellbar ist, jedenfalls nicht während einer gebirgsbildenden Phase — in Frage kommt ja nur die sudetische Faltung — erfolgen konnte.

Zum Studium der Lagerungsverhältnisse an der Basis der Tanner Grauwacke eignet sich vor allem das an Aufschlüssen reiche Gebiet zwischen St. Andreasberg und Lauterberg—Herzberg. Es sind hier zwei größere Tanner Grauwackenkomplexe zu unterscheiden.

1. Die isolierte, sogenannte Knollenmulde, eine Abscherungszone, die ortsfremd auf silurischen, unter- und mitteldevonischen Gesteinen liegt. An der tektonischen Begrenzung dieser Zone zu zweifeln, liegt kein Anlaß vor. Hierin

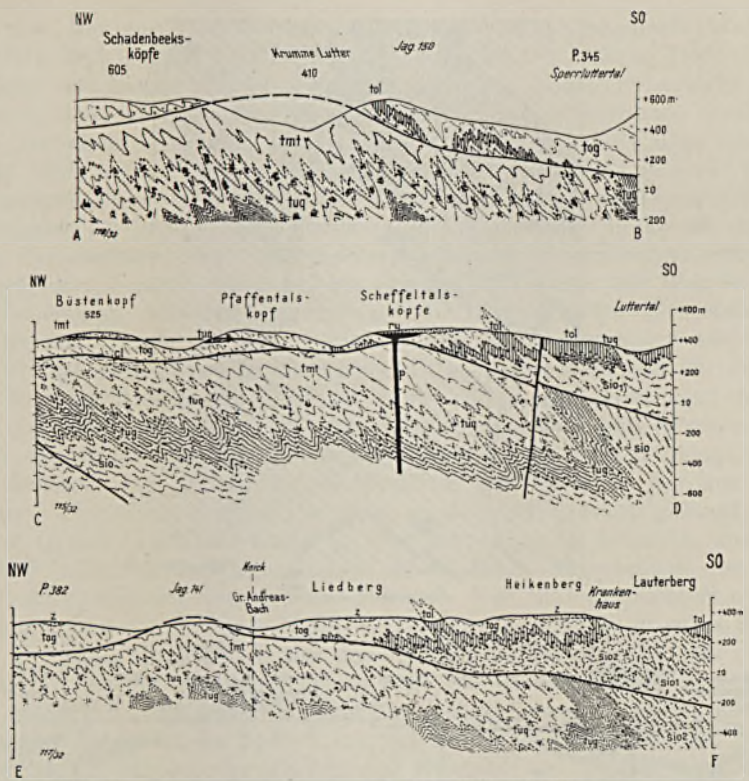
stimme ich mit KOSSMAT überein. Dagegen nehme ich an — und die Lagerungsformen an der Basis der „Knollenmulde" lassen das klar erkennen —, daß die Tanner Gesteine auf den älteren Schiefern liegen. Wer nur je die Tektonik am Eichelkopf gesehen hat, muß zu dieser Auffassung kommen. Dieser Berg ist, wie das beigegebenen Profil (Abb. 6) erkennen läßt, das Beispiel eines Deckensattels. Auch EICHENBERG stellt in seinen Profilen die Lagerungsverhältnisse der Tanner Grauwacke in diesem Sinne dar (1930, S. 147, Abb. 1). Auffallend ist — und ich habe das gerade in meiner Arbeit (1928) hervorgehoben — das Auftreten von Fremdkörpern (unter-, mittel-, oberdevonische Kalke) in den Tanner Gesteinen der Knollenmulde im Gegensatz zu den Gesteinen der Hauptmulde. Diese Fremdkörper sind bei der tektonischen Verfrachtung der Grauwackengesteine in sie hineingeprreßt worden (Wildflysch). Es sind in der Hauptsache Kalke, wie wir sie weiter östlich aus dem Harz kennen und ich nehme an, daß sie beim Vorgleiten der Tanner Abscherungsdecke von dort mit weitergeschleppt wurden. Keineswegs kommen sie, wie KOSSMAT aus meiner Arbeit herauslesen möchte, aus Böhmen. Ebenso abwegig ist die Erklärung, die Kalke seien nichts anderes als Deckschollen der „Unterharzdecke", d. h. Erosionsreste dieser Decke auf der Tanner Grauwacke. Nicht eine einzige dieser Kalklinsen liegt auf der Grauwacke, sondern entweder nahe der Basis (Sautal) oder an einem, innerhalb der Tanner Serie festgestellten, Überschiebungshorizont (Vorkommen am Herbstberg, Knollental, im oberen Bremketal, im Jag. 134). (Siehe auch Abb. 4, Prof. C—D.)

2. Die Beziehungen der Knollenmulde zum eigentlichen Hauptzuge der Tanner Grauwacke sollen die Profile A—B, C—D und E—F (Abb. 4) veranschaulichen. Die Profile sind so gelegt, daß Profil E—F den südlichen Teil des Scharzfelder Sattels, A—B den nördlichen Teil schneidet, während Profil C—D die Mitte des Sattels, wo Hauptmulde und Knollenmulde ineinanderfließen, trifft.

Hiernach fällt im Profil E—F die Abscherungszone mit der Grenze Grauwacke—Wissenbacher Schiefer zusammen. Die Grenze sowohl im Liegenden der Knollenmulde, als auch zwischen den Grauwacken und den Schiefern im nordwestlichen Teil der Hauptmulde ist tektonischer Natur und stellt die Hauptabscherungslinie dar. Profil C—D schneidet vom Kleinen Knollen nach Lauterberg und bleibt an der Oberfläche nur in der Grauwacke, ohne daß der Scharzfelder Sattel zutage tritt. Der Teil dieses Profils, der der Knollenmulde im Profil A—B und E—F entspricht, zeigt an der Basis die Abscherungserscheinungen. Im Westen sinkt die Überschiebung tiefer und bei Lauterberg ist normales Auflager der Tanner Grauwacke vorhanden.

Das Profil A—B zeigt dieselben Lagerungsverhältnisse wie das Profil C—D, nur ist die Heraushebung des Scharzfelder Sattels und die dänach erfolgende Erosion stärker gewesen. Während in der Knollenmulde die Überschiebungsebene noch zwischen Grauwacke und Schiefer liegt, finden wir sie im Gebiet der Hauptmulde bereits tiefer, so daß zwischen Krummen Luttertal und Langental das normale Auflager des Tanner Systems noch erhalten ist (vgl. auch Abb. 5).

Die Lagerungsverhältnisse, wie sie die drei Profile erläutern, lassen erkennen, weshalb gerade die Grauwacken der Knollenmulde mit Fremdkörpern durchspickt sind, und weshalb diese in der Hauptmulde bei Lauterberg fehlen. Die Knollenmulde zeigt tektonische Begrenzung der Tanner Gesteine nach dem Liegenden. Infolgedessen sind beim Fortgleiten der Decke Fremdkörper an ihr hängengeblieben und in sie hineingeknetet worden. Die Hauptmulde dagegen



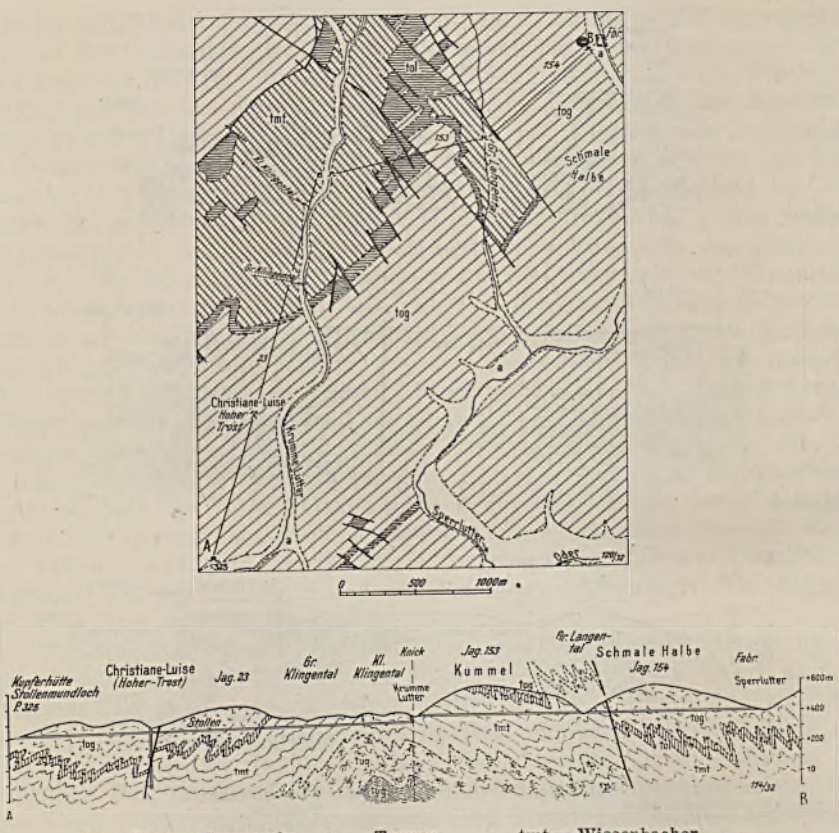
Z = Zechstein
ru = Rotliegendes
P = Porphyr
tog = Grauwacken und Plattenschiefer } Tanner Grauwackensystem
tol = Kieselschiefer }
tmt = Wissenbacher Schiefer
tuq = Hauptquarzit
tug = Unterkoblenz
sio_2 = Ludlow } Obersilur
sio_1 = Wenlock-Tarannon }

Abb. 4. Drei Profile durch die Tanner Abscherungszone bei Lauterberg (Scharzfelder Sattel)

zeigt an ihrer Basis meist noch den unverletzten stratigraphischen Verband, die Gleitungszone liegt tiefer innerhalb der Schiefer, und daher blieben die Tanner Gesteine der Hauptmulde frei von Einschuppungen und Fremdkörpern.

In den Profilen E—F und C—D kommt eine Überschiebung des Silur auf das Devon zur Darstellung. Zur Annahme dieser Störung zwingen die Lagerungsverhältnisse des Mitteldevons und Silur unter der Tanner Grauwacke. Beide Formationen sind im oberen Heibeektale und im Gr. Andreasberger Tale nur um ein geringes voneinander entfernt. An dieser Überschiebung, die identisch mit der Abscherungszone an der Basis der Tanner Grauwacke ist, fällt das gesamte Unter- und ein Teil des Mitteldevons aus. Die Tanner Abscherungsdecke bei Lauterberg und im Odertal entstand hiernach wahrscheinlich aus einer großen liegenden Sattelfalte mit Silur im Kern (Tafel 12).

Dieselbe Abscherungszone, die im Knollengebiet mit der Grenze Tanner Grauwacke-Wissenbacher Schiefer zusammenfällt, tritt im Gebiet der Koboltstaler Köpfe und Silberhütte an die Basis der Hauptmulde über. Die Nordgrenze zum Wissenbacher Schiefer ist hier nicht mehr stratigraphischer, sondern tek-



tog = Tanner Grauwacke und Plattenschiefer
tol = Kieselschiefer
} Tanner Grauwackensystem
tmt = Wissenbacher Schiefer
tuq = Hauptquarzit

Abb. 5. Skizze und Profil des Lauterberger Stollens

tonischer Natur (Blatt Zorge). Die fortschreitende Erosion hat die Decke der Tanner Grauwacke stark zerlappt. Isolierte Partien, die losgelöst vom Hauptzuge liegen, finden sich über Silur, Unter- und Mitteldevon zwischen Nesseltal und Königshof, im Bärengrund und am Mühlenkopf. Sie deuten an, daß die Grauwackendecke einst noch weiter nach Norden gereicht hat (Abb. 3).

β) Bergbauliche Aufschlüsse

Neben der tiefen Talbildung, die uns gerade im Odertal und in den Luttertälern einen Einblick in den Bau der Lauterberger Gegend gewinnen läßt, ist es vor allem der alte Bergbau, der wichtige Aufschlüsse geschaffen hat. Er war bei Lauterberg ursprünglich Kupferbergbau. Die Baue auf Kupfer haben größere Tiefen erreicht, als der erst später einsetzende, jetzt wichtigere Abbau auf Schwerspat, der sich im wesentlichen über der Talsohle bewegt.

Eine der wichtigsten Kupfergruben aus dem 18. Jahrhundert war die Grube Christiane-Luise im Krummen Luttertal. Der Schacht dieser Grube lag nach BLOEMEKE (1885, S. 98) im Krummen Luttertal am nordöstlichen Hang des Mittelberges, ist also mit der jetzigen Schwerspatgrube „Hoher Trost“ identisch.

Diese Grube, die eine Tiefe von nahezu 300 m erreichte, hat nach Chr. Zimmermann (1834, Teil 2 § 32) bei 129 Lachter, d. h. bei etwa 255 m Tiefe die Tanner Grauwacke durchsunken und den Wissenbacher Schiefer erreicht. Hieraus ergibt sich, daß der etwa 1 km weiter nördlich emportauchende Wissenbacher Schiefer zwischen Krummen und Geradem Luttertal sein Fallen nach Süden beibehält und unter die Tanner Grauwacke einschiebt. Diese Lagerungsverhältnisse sprechen gegen eine Fensternatur der Tanner Grauwacke.

Die Grube Christiane-Luise ist aber nicht die einzige Stelle im alten Bergbau, die das Auflager der Tanner Grauwacke auf Wissenbacher Schiefer aufgeschlossen hat, sondern ein weiteres Beispiel bietet uns der mehrere hundert Jahre alte Stollen zwischen Sperrluttertal und Kupferhütte. Der Stollen wurde gebaut, um die Wasser der Sperrlutter und die Abfallwasser der Andreasberger Gruben für die Künste des Kupferbergbaues bei Lauterberg nutzbar zu machen. Zurzeit sind die wichtigsten Teile des Stollen zwischen Sperrlutter und Krummer Lutter noch befahrbar, da man das Starkstromkabel vom Krummen Luttertal nach der Holzstoffabrik Sperrluttertal durch den Stollen gelegt hat. Das Stollenmundloch liegt hinter der Kupferhütte bei 325 über NN am südlichen Mittelberg. Der Stollen selbst verläuft in der Grauwacke, gelangt über die Baue der Grube Christiane-Luise in den Wissenbacher Schiefer und erreicht etwa 300 m nördlich der Einmündung des Kleinen Klingentales ins Krumme Luttertal durch ein Überbrechen die Talsohle. Von hier durchörtert der Stollen den Kummel und die Schmale Halbe und gelangt, nachdem er etwa 300 m südlich der Gr. Hölle die Talsohle des Langentales berührt hat, bei der Haltestelle „Sperrlutter" des gleichnamigen Tales (vgl. Skizze und Profil; Abb. 5) zutage.

Wie aus den Aufschlüssen im Stollen zwischen Krummer Lutter und Langental ersichtlich ist, steht der Stollen nur auf seine ganze Erstreckung im Wissenbacher Schiefer, obwohl der Kamm des Kummel aus Tanner Grauwacke besteht. Der Stollen hat die Grauwacke nirgends angetroffen. Auch hier steht also die Kossmat'sche Deutung im Widerspruch mit den Lagerungsverhältnissen, wie sie der Bergbau auf weiter Erstreckung erschlossen hat.

Ich fasse zum Schluß die Beobachtungen nochmals kurz zusammen. Die Lagerungsverhältnisse der Tanner Grauwacke bei Lauterberg ergeben eindeutig, daß diese Stufe über den älteren Formationen (Silur-, Unter-, Mitteldevon) liegt. Das Auflager auf den älteren Schichten ist zum Teil noch in ursprünglichem, normalen, stratigraphischen Verband vorhanden. An vielen Stellen (Knollenmulde, Nordrand der Hauptmulde) liegt eine Abscherungsdiskordanz an der Basis der Tanner Grauwacke vor.

Die Siebermulde und ihre Stellung zum Acker-Bruchberg-system

Ebenso wie die Tanner Grauwacke bei Lauterberg fassen Kossmat und Wuck die Siebermulde als ein aus dem Devon-Silur emportauchendes Fenster auf. Der Schlüssel für oder gegen diese Auffassung liegt am Ost- und Westrand der Siebermulde.

Im Osten ist es vor allem der Bau des Gebirges zwischen Herzberg und St. Andreasberg, der Aufschluß über die Lagerungsverhältnisse geben kann. Beginnen wir im Südwesten bei Herzberg, so ist festzustellen, daß vom Katzenstein bis ins Glastal die Grenze zwischen dem Herzberger Schieferzug und der Sieber Grauwacke eine Störung ist, und zwar sind unter Überkippung der Kulmgesteine meist oberdevonische Schichten auf die Grauwacke aufgeschoben.

Vom Glastal an (Jagen 20) bis in die Gegend der Pagelsburg dagegen herrscht Auflager der Sieber Grauwacke auf oberdevonischen Schichten. Von der Pagelsburg bis an das St. Andreasberger Gangdreieck transgrediert der Kulmkieselschiefer und die Kulmgrauwacke mit verschiedenem Einfallen auf älteren Schichten. Die Schichten stehen meist ziemlich steil und sind zum Teil, wie das ja im Unterharz öfter der Fall ist, nach N—W in isoklinaler Faltung überkippt. Im übrigen herrscht hier die im ganzen Unterharz bekannte Transgression des Kulmkieselschiefers, über dem ohne Tonschiefer die Kulmgrauwacke unter Aufarbeitungserscheinugen folgt.

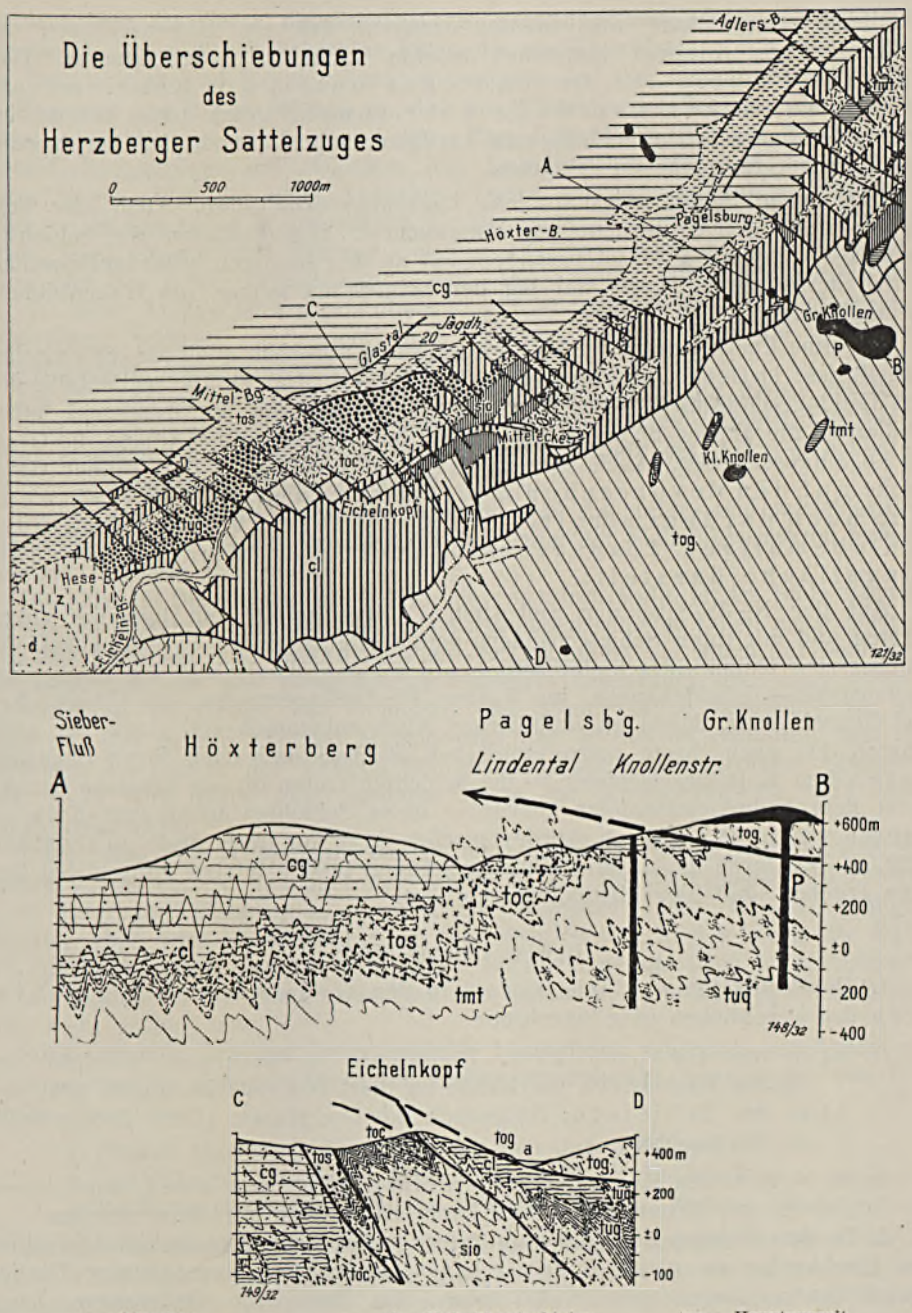
Das für die tektonische Auffassung des Sieber Kulms wichtigste Gebiet liegt zwischen Glastal und Pagelsburg (Abb. 6).

Die vom Katzenstein über den Mittelberg ins Glastal streichende Überschiebung zwischen Devon und Kulm zieht vom Glastal aus in der Grauwacke verlaufend auf den Höxterberg zu. Auch die Nord—West- und Süd—Ost-Grenze des Oberdevon-Aufbruches am Adlersberg deutet auf tektonischen Kontakt. Die anderen Kulmgrenzen zeigen Auflager auf älteren Gesteinen, und zwar m. E. normales Auflager infolge Transgression.

KOSSMAT hat dieser Deutung und vor allem der Überlagerung des Kulms widersprochen. Er schreibt (1928, S. 230): „Auf dem Ostflügel der Sieberzone erwähnt SCHRIEL ein Profil im Glastal, wo ein Basalkonglomerat des Kulms 20 N—W fallend, das steil aufgerichtete Devon des Andreasberger-Herzberger Zuges diskordant überlagere, was natürlich eine schlagende Widerlegung meiner Ansicht über die tektonische Stellung des Siebergebietes wäre...."

Es erscheint mir nötig, an Hand der beigegebenen Skizzen (Abb. 6) nochmals auf die Lagerungsverhältnisse der Grauwacke hinzuweisen, und zwar mit möglichst genauer Angabe der in Frage kommenden Stellen. Diese Stellen liegen nicht im eigentlichen Glastal (hier ist die normale Lagerung gestört), sondern an der Bergnase südwestlich und südlich des Jagdhauses im Jagen 20. Hier wurden auch die beiden erwähnten Schürfe angesetzt, und zwar der erste Schurf auf der Holzschleife, die genau vom Jagdhaus nach P. 415,4 hinabführt. Der zweite Schurf liegt etwa 200 m weiter östlich im Waldbestand.

Die im Jagen 20 auftretenden Gesteine der Sieber Grauwacke sind im Hangenden normale, derbe Grauwacken. Nach dem Liegenden ändert sich das Gestein, das nicht mehr als Grauwacke, sondern als Konglomerat zu bezeichnen ist. In einem festen tonig- bis kieseligem Bindemittel liegen Gerölle von Quarziten, Kieselschiefern, Grauwacken, Tonschiefern und Kalken. Diese Gerölle entstammen Gesteinen, wie sie unmittelbar unter dem Basalkonglomerat anstehen. Neben den π_1-Gesteinen lassen sich vor allem die Gerölle vom Herzynbrachiopodenkalk wiedererkennen. Sie besitzen im allgemeinen Nußgröße, erreichen jedoch bisweilen auch die Größe eines Hühnereies. In den oberen Partien erscheint das Konglomerat feinkörniger, bis es allmählich in normale Grauwacke übergeht. Die konglomeratischen Partien zeigen deutliche Schichtung, so daß Streichen und Fallen leicht zu erkennen sind. An der Basis erscheint das Gestein eisenschüssig und oft zellig. Die Hohlräume deuten Lage und Form des ehemaligen Kalkgerölles an. Die Mächtigkeit der konglomeratischen Schichten beträgt 3 m; dem Konglomerat eingelagert ist eine 15 cm sandige Schicht von tiefbrauner Farbe, die zahlreiche, verkohlte, doch nicht näher bestimmbare Pflanzenreste führt. Der Schurf auf der Holzschleife ergab über nahezu senkrecht stehenden Quarziten und Quarzitschiefern Sieber Grauwacke an der Basis mit Konglomeraten mit etwa 10—15 nach Nordwesten



a = Alluvium
d = Diluvium
Z = Zechstein
P = Porphyr
cg = Kulmgrauwacke
cl = Kulmkieselschiefer
tog = Tanner Grauwacke
tos = Schiefer und Quarzite
toc = Cypridinenschiefer
tmt = Wissenbacher Schiefer
tuq = Hauptquarzit
tug = Unterkoblenz
sio = Obersilur

Abb. 6. Skizze und Profile durch den Herzberger Sattelzug

einfallend. Der Schurf war so tief gezogen, daß ein Hakenschlagen der Schichten, wie KOSSMAT annehmen möchte, nicht in Frage kommt. Die Quarzitschiefer des Devon liegen unten, die Konglomerate und Grauwacken des Kulm über ihnen. Auch ohne Schurf ist, wenn man die steile Holzschleife zum Jagdhaus emporklettert, die Überlagerung der Tanner Grauwacke zu erkennen.

Der zweite Schurf zeigt ähnliche Lagerungsverhältnisse. Auch hier liegt an der Basis der Grauwacke ein Konglomerat. Das Einfallen der Schichten nach N—W mit etwa 20° ist besonders gut an den sandigen, pflanzenführenden Schichten zu sehen. Auch hier lag der Schurf tief genug, um Hakenbildung auszuschließen.

Für eine Überlagerung der Sieber Grauwacke sprechen auch die tektonischen Verhältnisse im Gebiet der Pagelsburg (Profil A—B, Abb. 6). Die steilabfallenden und tiefeingeschnittenen Täler, vor allem das Langental und Lindental haben erodierend die älteren Schiefer und darüber auf den einzelnen Höhen die Grauwacke aufgeschlossen. Auch hier steht das Auflager der Tanner Grauwacke auf den devonischen Schiefern einwandfrei fest, wenn sich auch darüber streiten läßt, ob diese Überlagerung noch den ehemaligen Transgressionsverband oder eine Abscherungsfläche darstellt.

Auf der N—W-Seite der Siebermulde folgen unter dem teilweise rotgefärbten und mit roten Schieferbändern vom Gesteinstyp der Cypridinenschiefer durchsetzten Kulmkieselschiefer zwischen der Mönchskappe und der Blattgrenze Riefensbeek—Gieboldehausen, im Westen Wechsellagerungen von Grauwacken und Tonschiefern, denen ein kulmisches Alter zukommen soll (cutg der alten Karte). Da nach ihrem petrographischen Habitus und nach ihrer Lagerung unter dem Kulmkieselschiefer — die Schichten treten oft als Erosions-Fenster unter dem Kulmkieselschiefer hervor — diese Schichten nicht zum Kulm zu rechnen waren, so nahm ich oberdevonisches Alter für diese Stufe an (SCHRIEL, 1928, S. 3). Durch die näheren Untersuchungen in den letzten Jahren, hat sich aber ergeben, daß hier Mitteldevon vorliegt.

Beweis hierfür sind:

1. Das Auftreten von Diabasen in den Grauwacken und Schiefern der angeblichen cutg-Schichten:

   a) in den Grauwacken: Diabaslinse im äußersten Südzipfel des Blattes Riefensbeek am Rande zu Blatt Osterode im Jagen 109;
   b) in den Schiefern: Südöstlich Spießer Klippe (Blatt Riefensbeek) im Steinaubach.

Beide Vorkommen sind auf der alten Karte nicht verzeichnet, sonst wären die Schichten von BEUSHAUSEN wohl kaum zum Kulm gerechnet worden.

2. In den Grauwacken, die unmittelbar unter dem Kieselschiefer nördlich des Rischkopfes am neuen Fahrweg liegen, finden sich linsenförmige Partien ockerbrauner, ausgelaugter Kalklinschen, die Reste von Orthoceren, Zweischalern, Tentakuliten und Styliolinen führen. Kulm kann mithin nicht vorliegen. Auch können die Grauwacken keine tektonisch dem Schiefer beigemengten kulmische Fremdkörper sein. Es handelt sich vielmehr um Wissenbacher Schiefer, und zwar um den höheren mit Grauwacken und Kalken durchsetzten

Horizont, dem ein tiefer, diabasgespickter, gegenübersteht (Erl. z. Bl. St. Andreasberg). Unter diesen Schichten folgen die als Wissenbacher Schichten schon von Beushausen und Koch erkannten Gesteine und der Hauptquarzit.

Kossmat und Wugk nehmen an, daß die Wissenbacher Schiefer, der Hauptquarzit und die Schichten des Acker, eine tektonische Einheit bilden. Die Überschiebungsgrenze soll zwischen dem Kulmkieselschiefer und dem Mitteldevon liegen. Wie die neue Aufnahme ergab und wie an zahlreichen Aufschlüssen in den tiefen Wasserrissen, die zur Sieber hinunterführen, festgestellt wurde, liegt die wichtige Störung vielmehr zwischen dem Unter- resp. Mitteldevon und den Acker-Bruchbergschichten. Die Störung fällt nach Norden hin ein. In ihrer Anlage ist sie präkulmisch; sie ist lediglich postkulmisch wieder aufgerissen; während der sudetischen Faltung bildeten sich die scheinbar fächerförmigen Überkippungen am Acker.

Ich möchte auf die Entstehung und nähere Beschreibung dieser Störung, die eine der wichtigsten Störungen im Bauplan des Harzes darstellt, hier nicht weiter eingehen, da ich die Stratigraphie und Tektonik der Acker-Bruchberg-Gesteine gesondert behandele (Schriel, 1932).

Gegen die Kossmat-Wugk'sche Ansicht, daß die unter- und mitteldevonischen Schichten des Acker-Bruchberges den Kulm der Sieber überfahren haben, sprechen folgende Punkte:

Die normale Überlagerung des Mitteldevons durch Kulm ist am Südwesthang des Ackers mehrfach aufgeschlossen. Die Kulmkieselschiefer fallen meist normal nach S—O hin ein. Die Überkippung der Schichten ist vor allem auf Teile des Hauptquarzites und des Wissenbacher Schiefers beschränkt und dann wieder hauptsächlich im Gebiet der Goldenke und Mönchskappe besonders zu beobachten. Der größte Teil des Mitteldevons und Kulms im Steinautal und im Nordosten im Gebiet der Langen Schluft zeigt durchaus normales Einfallen nach S—O. Oft liegen noch isolierte Reste der Kulmgrauwacke auf dem Kulmkieselschiefer.

Bildet also das Mitteldevon das normale Liegende des Kieselschiefers, so müssen wir erwarten, daß nach der Mulde zu die mitteldevonischen Schichten durch die tiefe Talerosion der zur Sieber hinabströmenden Wildbäche angeschnitten sind. Dies ist tatsächlich an mehreren Stellen in der Weise der Fall, daß das Mitteldevon zwar in dem tiefen Bachbett gerade noch aufgeschlossen ist, bereits aber in den Hängen und auf den Kämmen der höher liegenden Berge nicht mehr zutage tritt.

Solche Stellen, wo das tiefer liegende Mitteldevon nochmals unter dem es ringsumgebenden Kulmkieselschiefer wieder emportaucht, kennen wir von folgenden Punkten:

1. Oberes Mariental, Bachbett zwischen Jagen 68 und 69.
2. Goldenke, Gelbes Loch, östlich Jagen 36 im Bachbett.
3. Verlorene Kulmke, Bachbett zwischen Jagen 135 und 138.

Da also an verschiedenen Stellen durch tiefgehende Erosion das Mitteldevon unter dem Sieberkulm wieder zutage tritt, so ist die Annahme, daß die Mitteldevonschichten über die Kulmmulde als Decke hinwegbewegt seien, abzulehnen.

Das Auflager des Kulms, insonderheit des Kulmkieselschiefers, auf dem Mitteldevon des Acker ist, wie auch die regelmäßige Reihenfolge: Kulmkieselschiefer, Kulmtonschiefer, Kulmgrauwacke entlang des ganzen Ostrandes der

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Siebermulde erkennen läßt, das ursprüngliche und normale, mag auch der mobile Kieselschiefer an verschiedenen Stellen bei der starken Faltung abgeglitten und überschoben und an verschiedenen Stellen stark zusammengestaucht sein.

Endlich versucht KOSSMAT (1928, S. 231), und hierin folgt ihm auch WUGK (1930, S. 60), durch fazielle Gegensätze der Sieber- und Ackerschichten die Fensternatur des Sieber Kulms zu beweisen. KOSSMAT schreibt: „Meine Ansicht, daß der Sieberkulm als Fenster aufzufassen ist, ruht nicht etwa nur auf dem herrschenden Nordwestfallen[6]) des Lonauer Devonzuges und auf der Überschiebung des Andreasberger Zuges, sondern kann sich auch darauf stützen, daß die normale Kulmentwicklung des Siebergebietes nichts mit jener Quarzitfazies aufweist, die im Acker-Bruchberg—Ilsenburgzug auftritt. Ein derartiger Unterschied wäre unbegreiflich, wenn beide Entwicklungsarten zwei unmittelbar benachbarten und nur durch die einige hundert Meter breite Lonauer Devonrippe getrennten Ablagerungsmulden angehörten." Wenn ich hier KOSSMAT und WUGK recht verstehe, so nehmen beide an, daß der Acker-Bruchberg-Ilsenburg-Quarzit nur eine besondere Fazies des Sieberkulms und damit des Unterharzer Kulms im allgemeinen seien.

Hier liegt aber ein großer stratigraphischer Irrtum vor. Der Acker-Bruchbergquarzit ist zwar in seinen hohen Partien vielleicht schon unterkarbonisch, nie aber kulmisch[7]). Die gesamten Acker-Bruchberggesteine sind älter als der Kulmkieselschiefer, der sie transgredierend überlagert. Im übrigen hat H. SCHMIDT, auf den sich WUGK bezieht, nie von einem kulmischen, sondern stets von einem unterkarbonischen Alter des Ackerquarzits gesprochen.

Die Stirn der großen Unterharzdecke soll nach KOSSMAT am N—W-Rand des Acker-Bruchbergzuges liegen. So soll das Acker-Bruchbergsystem auf den Oberharzkulm aufgeschoben sein. Die Schichten des Acker setzen sich aus den verschiedensten Stufen zusammen, deren vorherrschende Zugehörigkeit zum Oberdevon schon HALFAR und vor allem KOCH erkannten. Die Beziehungen zu den oberdevonischen Schichten und die Verbindung dieser mit dem Oberharzer Kulm wird für sich Gegenstand einer Abhandlung sein. Feststellen möchte ich nur, daß am Nordwestrand des Ackers die starren Massen des Quarzits nach N—W überschoben wurden und zum Teil auf jüngere kulmische Gesteine gelangten. Diese Überschiebung hat aber nur lokalen Charakter und nichts mit der Stirn der hypothetischen Unterharzdecke zu tun.

Die tektonische Stellung des Iberges

Zum Schluß der tektonischen Ausführungen gehe ich noch auf eine Frage ein, die KOSSMAT mehrfach anschneidet. Es ist die tektonische Stellung des

---

[6]) Das vorherrschende Fallen im Lonauer Devonzuge ist keineswegs das nordwestliche, wie vielfach zu lesen ist, sondern viel häufiger fallen die devonischen Schichten nach Südosten ein. Lediglich die Quarzitschichten des Acker zeigen n o r m a l e s Einfallen nach Nordwesten. Da man aber früher den Ackerquarzit als silurisch ansah, so entstand die Ansicht von der überkippten Lagerung im Südosten des Ackers.

[7]) KOSSMAT und WUGK unterscheiden nicht zwischen Kulm und Unterkarbon, Hierzu ist zu bemerken, daß der Kulm des Harzes erst mit der Visé- oder Tournaystufe beginnt, das Ackersystem aber älter und wahrscheinlich den Dasberg-Schichten und der Etroenght-Stufe altersgleich ist.

Iberger Kalkmassives. Kossmat schreibt (1931, S. 585): „O. Welter hat bereits vor längerer Zeit (1910) die Iberger Kalkklippe bei Grund als Deckscholle inmitten des Kulms erklärt. Die Frage ist heute noch nicht geklärt. Wenn es sich hier um einen Überschiebungszeugen handelt, so wäre das Stammgebiet vermutlich im Devonzug von Altenau, also noch im Oberharz zu suchen."

Daß die tektonische Stellung des Iberges jetzt noch ungeklärt sein soll und man diese Frage nicht weiter verfolgt habe, möchte ich nach den vorliegenden Arbeiten von Bode (1911), Harbort (1911), Stahl (1930) und H. Schmidt (1931) nicht mehr annehmen.

Neben stratigraphischen Gründen gibt Bode eine Fülle von Notizen aus dem alten Bergbaubetrieb an, wonach ein direktes Auflager der Kulmgrauwacke auf dem Kalk des Iberger Massivs festgestellt wurde. So z. B. im 4. Jahresbericht des Niedersächsischen geolog. Vereins, Geschäftsjahr 1911, S. 166, Abs. 1, 4, 5 (Feststellungen Trebra's), Abs. 7. Überall wird hier das Auflager des Kulm einwandfrei, z. T. an Hand markscheiderischen Aufnahmen, festgestellt. Was wir dagegen von den Welter'schen Beobachtungen zu halten haben, ergibt sich schon aus der Feststellung Bode's, daß Welter, der im Innerstetale oberhalb Wildemann korallenführenden Iberger Kalk konkordant zwischen den steilstehenden Grauwackenbänken lagernd beobachtet haben will und daraus weitgehende, tektonische Schlüsse zog, anscheinend Haldenmaterial mit Anstehendem verwechselt hat.

Die Gedankengänge, die Harbort gegen die Deckennatur des Iberges anführt, sind ähnlicher Art. Harbort weist darauf hin, daß dem nahen Aneinander von oberdevonischer Riffazies und Schieferfazies, das von Welter als eines der Hauptargumente für die Deckenhypothese angesehen wird, keinerlei Bedeutung beizumessen ist, da unter anderem vor allem im Rheinischen Schiefergebirge der plötzliche Übergang von einer in die andere Fazies oft zu beobachten sei.

Auch die Kulm-Grauwacke und der Kulmtonschiefer, die beide in den Klüften und Gängen des Kalkes vorgefunden wurden, beweisen, daß ehedem Kulmschichten in größerer Verbreitung über dem devonischen Riffkalk lagerten.

Eine weitere Arbeit über den Iberg stammt von Stahl. Die Hauptgründe, die Stahl veranlassen, gegen die Welter'sche Annahme zu opponieren, sind folgende:

Der Iberg ist ein Teil einer Antiklinale, die sich in der Kulmgrauwacke vom Harzrand über den Iberg bis Lautenthal verfolgen läßt.

Über den Kalken des Iberges liegen, abgesehen von Kohlenkalkresten, die beweisen, daß die tiefsten Unterkarbonschichten dort ausgebildet waren, Reste von Grauwacken, die einer über den Iberg hinweggleitenden Kulmgrauwackendecke angehörten. Es ist anzunehmen, daß das massige Korallenriff bei der Faltung Widerstand leistete und deshalb die nachgiebigere Kulmdecke über den Kalkklotz hinwegglitt.

Daß der Iberger Korallenkalk mit flachem Einfallen nach N—O sich noch ziemlich weit unter der Kulmdecke erstreckt, nahm Stahl schon früher an. Die Bestätigung dieser Auffassung ergaben die Aufschlüsse beim Abteufen des neuen Untersuchungsschachtes im Hütschental, wobei man nur etwa 1 km nördlich vom Iberg nach 350 m durchsunkener Kulmgrauwacke in klotzigen Kalk gelangt. An der Abscherungszone der Kulmgrauwacke befanden sich als Reste disharmonischer Faltung Fetzen von Kulmton- und Kieselschiefer.

SCHMIDT lehnt jede tektonische Erklärung für die fazielle Abweichung des Iberger Oberdevons vom Devon des Oberharzes ab und bezeichnet den Iberger Kalk als ein typisches Korallenriff, das sich auf einer bekannten, submarinen Schwelle bildete. Er vergleicht den Iberg mit dem Riff von Langenaubach bei Dillenburg, wo dieselben faziellen Verhältnisse vorliegen, ohne daß tektonische Komplikationen zur Erklärung herangezogen werden müssen.

4. Zusammenfassung.

Stratigraphie

Neue Fossilfunde im Silur östlich der Sieber und bei Lauterberg lassen eine eingehende Gliederung der höchsten aus dem Harz bekannten Silurschichten zu. Neben Graptolithen treten in Kalken bereits Brachiopoden auf, die devonische Beziehungen verraten. Faziesveränderungen im Silur gegenüber dem Ostharz lassen sich ebenfalls erkennen. Petrographisch und z. T. auch faunistisch treten Anklänge an das Wernigeroder Silur hervor.

Im Devon ergeben sich Veränderungen in bezug auf die Stieger Schichten. Diese sind nicht unterkarbonisch, sondern auf Grund eines Fundes von *Tentaculites acuarius* RICHTER wahrscheinlich ober-mitteldevonisch.

Zum Oberdevon sind die π_1-Gesteine der alten geologischen Karte, Bl. Lauterberg, zu rechnen. Sie haben ihre Äquivalente in den Quarzitschichten des Acker-Bruchbergsystems (sb_1-Schichten, Bl. Riefensbeek).

Das Tanner Grauwackensystem ist ein hochoberdevonisches bis unterkarbonisches Schichtensystem mit Kiesel- und Rotschiefern an der Basis. Es ist kein Äquivalent des Kulmsystems sondern älter. Die Siebergrauwacke gehört zum Kulm, da in ihr *Lepidodendron veltheimi* gefunden wurde.

Die Sedimentation der Silur-, Devon- und Unterkarbonschichten im Unterharz war kein kontinuierlicher Vorgang. Infolgedessen fehlen manche Stufen bereits primär oder wurden vor Ablagerung jüngerer Stufen wieder abgetragen. Diese Vorgänge lassen sich auf zwei große Gebirgsbildungen zurückführen, nämlich auf die kaledonische und die variszische Faltung, die sich im Unterharz, wie folgendes Schema zeigt, auswirken.

Grillenberger Schichten
Sudetische Phase
Culm { Grauwacke, Tonschiefer, Kieselschiefer
Selkische Phase
Tiefes Unterkarbon bis Hohes Oberdevon — Ackerbruchberg oder Tanner-System
Marsische Phase[8])
Tiefes Oberdevon
Mitteldevon
Unterdevon (Kalkgeröllgrauwacke-Hauptquarzit)
Unterdevon Phase
Unterdevon (Dalmanitenschichten, Lauterberger-Kalk, Princepskalk, Kalkgrauwacke)
Caledonische Faltung
Obersilur

Variszische Faltung

[8]) Die nassauische Faltung ist zu streichen.

Tektonik

Eine einheitliche Unterharzdecke existiert nicht. Weder die Siebergrauwacke noch die Tannergrauwacke sind Fenster im Sinne der Deckentheorie, da die angeblich über sie hinweggeschobenen Schichten der Unterharzdecke sich in den fraglichen Gebieten, sowohl in natürlichen als auch in den tieferen bergbaulichen Aufschlüssen stets im Liegenden des Sieber Kulms oder der Tanner Grauwacke gefunden haben.

Die Tanner und die Sieber Grauwacke liegt viel mehr, sei es mit einer Abscherungsgrenze oder in transgredierender Lagerung, im Gebiet der Sieber, der Knollenmulde, bei Lauterberg und nördlich des Hauptzuges stets auf älteren Schiefern. Auch im Untergrund des Hauptzuges dürfte vielfach noch der normale Transgressionsverband vorhanden sein. Im Süden der Tanner Grauwacke sind die unter- und mitteldevonischen Schichten auf sie hinaufgeschoben.

Mithin zerfällt die „Unterharzdecke" in kleinere tektonische Einzelkomplexe. Das sind vom Osten nach Westen:

1. Die Zorger Abscherungszone.
2. Die Stieger Abscherungszone.
3. Die Unterharzüberschiebungszone (Unterharzhauptdecke oder Harzgeroder Decke Dahlgrün's).
4. Die Tanner Abscherungszone (Hauptzug und Knollenmulde).
5. Die Blankenburger Abscherungszone[9]) (mit der Elbingeroder Mulde).

Aus dieser Gliederung geht hervor, daß es sich meist um Abscherungskomplexe handelt, bei denen die jüngere Schicht über der älteren blieb. Eine echte größere Überschiebung finden wir im Südwestharz nur im Süden der Tanner Grauwacke und bei Wieda an der Basis der Stieger Schichten. Schon die Auflösung der „Unterharzdecke" in mehrere selbständige Einheiten, bewirkt eine wesentliche Verkürzung der Überschiebungs- resp. Abscherungsbeträge. Mußte man bei der Annahme einer einheitlichen Unterharzdecke mit Schubentfernungen von etwa 50—60 km rechnen (nach Kossmat steigt der ganze Komplex im Südharz als Schuppe großen Ausmasses empor), so verringert sich der Überschiebungsbetrag bedeutend, nachdem festgestellt ist, daß es sich um einzelne, selbständige Abscherungs- und Überschiebungszonen handelt. Wir kämen hiernach auf wesentlich geringere Überschiebungsbeträge (höchstens 6—8 km) von einem Ausmaße, wie sie schon seit längerer Zeit auch aus dem Varisticum Deutschlands bekannt sind und nichts außergewöhnliches darstellen. Endlich können in einem stark gefaltetem Gebiet, wie der Unterharz, durch Abscherungen von schon verhältnismäßig geringem Ausmaße junge Schichten (z. B. Kulm oder Tanner Grauwacke) auf wesentlich ältere gelangen. Dies wird um so eher der Fall sein, wenn schon primär Lücken in der normalen Sedimentationsfolge vorlagen. Die tektonischen Verhältnisse im Harz lassen sich m. E. durch die Annahme einer verhältnismäßig „gebundenen" Tektonik besser und einfacher erklären, als wie durch die Annahme weitgehender Deckenschübe, für die eine sichere Stütze nirgends zu finden ist.

---

[9]) Die Blankenburger Abscherungszone oder „Decke" ist von Dahlgrün neuerdings aufgestellt worden. Sie tritt im Südwestharz bei St. Andreasberg dadurch hervor, daß der Wissenbacher Schiefer auf Sieber Silur und Unterdevon liegt.

Verzeichnis der wichtigsten Literatur:

BODE, A.: Über die Lagerungsverhältnisse des Iberger Kalkmassivs bei Grund im Oberharz. — 4. Jber. niedersächs. geol. Ver., 1911.
—: Über das Herzyn und das rheinische Unterdevon des Harzes usw. — Dies. Jb. 1920.
—: Bericht über die Andreasberger Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft. — Z. deutsch. geol. Ges. 1927.
BLOEMEKE, C.: Die Erzlagerstätten des Harzes. Wien 1885.
DAHLGRÜN, F.: Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiet des Harzes. — Dies. Jb. 1924.
—: Analogien und Unterschiede im geol. Bau des Ober- und Unterharzes. — Z. deutsch. geol. Ges., **79**, H. 1, 1927.
—: Der Gebirgsbau des östlichen Unterharzes. — Dies. Jb. 1927.
—: Untersuchungen zur tektonischen Gliederung des Harzes. — Sber. Preuß. Geol. L.-A. 1928.
—: Das Alter des Aschkuppenquarzites und der Hundshäuser Grauwacke im Kellerwald. — Dies. Jb. 1931.
DAHLGRÜN, ERDMANNSDÖRFER, SCHRIEL: Geologischer Führer durch den Harz. Teil 2. Unterharz und Kyffhäuser. Gebr. Borntträger, 1925.
EICHENBERG, W.: Die Schichtenfolge des Herzberg-Andreasberger Sattelzuges. — Neues Jb. Min. usw., Beilage-Bd. **65**, Abt. B, 1931.
HARBORT, E.: Zur Frage der Deckenüberschiebung des Iberger Kalkes bei Grund. — Centralbl. Min. usw., 1911.
HERITSCH, F.: Die obersilurische Fauna des Wiedatales im Harz. — Dies. Jb., 1929.
KEGEL, W.: Über obersilurische Trilobiten aus dem Harz und dem rheinischen Schiefergebirge. — Dies. Jb. 1927.
KOSSMAT, F.: Ein Problem der Harztektonik. Der Überschiebungsbau des Unterharzes. — Centralbl. Min. usw., Abt. B, 1927.
—: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. geol. L.-A., H. 1, Leipzig 1927.
—: Zur Frage des Deckenbaues im Harz. — Z. deutsch. geol. Ges. 1928.
—: Das Problem der Großüberschiebungen im variskischen Gebirge Deutschlands. — Centralbl. Min. usw., Abt. B, 1931, Nr. 11.
SCHINDEWOLF, O. H.: Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, 1926, Abh. 1.
SCHMIDT, H.: Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischen Schiefergebirge. — Die Naturwissenschaften 1931, Jahrg. 19, Heft 45.
SCHRIEL, W.: Transgressionen und Diskordanzen im älteren Paläozoikum des südlichen Mittelharzes. — Dies. Jb. 1924.
—: Die Tanner Grauwacke des Unterharzes. — Dies. Jb. 1927.
—: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Gebietes der Hauptsattelachse des Unterharzes zwischen Bad Lauterberg und Hasselfelde. — Dies. Jb. 1927.
—: Läßt sich im Harz Deckenbau nachweisen? — Sber. Preuß. Geol. L.-A., H. 3, 1928.
—: Stratigraphie und tektonische Stellung des Acker-Bruchberg-Systems im Harz. — Dies. Jb. 1932.
STAHL, A.: Zur Tektonik des westlichen Oberharzes. — Sber. Preuß. Geol. L.-A., H. 4, 1930.
WUGK, H.: Das Paläozoikum bei Harzburg—Wernigerode—Michaelstein. Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse. — Doktordissertation, Leipzig 1930.
ZIMMERMANN, CHR.: Das Harzgebirge usw. Darmstadt 1834. Teil II.
Karten: Geologische Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000 mit Erläuterungen.
Bl. St. Andreasberg, Bl. Benneckenstein, Bl. Zorge. Neue, bisher unveröffentlichte Ausgabe: Bl. Bad Lauterberg, Bl. Riefensbeek, Bl. Osterode.

Stratigraphie und tektonische Stellung des Acker-Bruchberg-systems im Harz

Von Walter Schriel in Berlin

(Hierzu Tafel 13 und 14 und 2 Abbildungen)

Inhaltsverzeichnis:

I. Die Auffassung über das Alter des Acker-Bruchbergsystems im Laufe der geologischen Erforschung des Harzes 157
II. Stratigraphischer Teil 160
A. Die alte Gliederung des Acker-Bruchbergsystems 160
B. Die Neugliederung der Acker-Bruchberg-Schichten und ihre Beziehungen zu den Schichten der Sieber- und Sösemulde 161
1. Die Schichten der Siebermulde 161
2. Die Schichten der Sösemulde und des Acker-Bruchberges 161
a) Spezielle Stratigraphie 161
α) Das untere und mittlere Oberdevon (Adorfer [Kellwasser] Kalk (toa) und Cypridinenschiefer (toc) 161
β) Oberes Oberdevon 162
a) Horizont der Tonschiefer und Quarzite (tos) . 162
b) Horizont der Plattenschiefer (topl) 163
γ) Unterkarbon 163
a) Horizont der Wechsellagerungen (Tonschiefer und Quarzite), sogen. Ortbergschichten (ks) . 163
b) Kammquarzit (kq) 164
b) Allgem. Altersfragen und Vergleich mit anderen Harzschichten 164
III. Tektonischer Teil: Die variszischen Faltungsvorgänge am Acker-Bruchberg 166
A. Die bretonische (selkische) Faltungsphase 167
B. Die sudetische Faltungsphase 171
IV. Zusammenfassung der wichtigsten Resultate 174
Literaturverzeichnis 175

I. Die Auffassung über das Alter des Acker-Bruchbergsystems im Laufe der geologischen Erforschung des Harzes.

Mit dem Abschluß der geologischen Neuaufnahme der Unterharzblätter und der Revision der den Oberharz umfassenden Gebiete sind die geologischen Aufnahmen im Harz vorläufig zu einem gewissen Abschluß gelangt, der es gestattet, auf Grund der erweiterten stratigraphischen Ergebnisse auch die Tektonik des Gebirges klarer zu erkennen. Im Gegensatz zu der schon frühzeitig durch die Arbeiten Römer's und Beushausen's richtig erkannten Stratigraphie des Oberharzes stand ein großer Teil des Unterharzes immer noch unerforscht da, weil sich die Lossen'schen Gedanken einer Gliederung dieser „Herzynschichten" nach wesentlich petrographischen Gesichtspunkten als verfehlt herausgestellt hatten. Auch die im Jahre 1927 erschienenen Nordrandblätter des Unterharzes geben noch keine befriedigende Lösung des Unterharzproblems, das

erst in den letzten Jahren bis zu einer gewissen Grenze geklärt werden konnte. Der für die Erkenntnis der Stratigraphie dieser Gebiete wichtigste Teil liegt südlich des großen Grauwacken-Plattenschieferzuges. In diesem Gebiet wurden in erster Linie die Grundlagen der Stratigraphie der Silur- und Unterdevonschichten gewonnen, die für die Erkenntnis der Gesamtstratigraphie und für den geologischen Bau von Wichtigkeit waren. Insonderheit war diese Stratigraphie das Rüstzeug für die Deutung der metamorphen Schichten im Ostharz und ihrer Stellung zum nicht metamorphen Teil des großen Ostharzer Silursattels. Nicht weniger aber hatte auch die Erkenntnis der Devon-Silurstratigraphie Einfluß auf die endliche Eingruppierung und Gliederung gewisser Schichtensysteme im Südwestharz, deren Stellung bisher immer noch umstritten war, und für die man ohne paläontologischen Beweis meist silurisches Alter annahm. Das sind in erster Linie das Quarzitsystem des Acker-Bruchberges und der Tanner Grauwackenkomplex. Hier war es möglich, nach Eingruppierung der liegenden Schichten und in Verbindung mit den sicher oberdevonischen Schichten des Oberharzes das Alter beider Stufen festzulegen. Auf Grund der letztjährigen Untersuchungen gelang es auch den auf fazieller Ausbildung beruhenden Unterschied zwischen Acker-Bruchbergsystem und Tanner Grauwacke in Übereinstimmung zu bringen. Die Stellung des Tanner Systems habe ich bereits früher klarzulegen versucht; im folgenden soll nun auf sein zeitliches Äquivalent, das Acker-Bruchbergsystem, näher eingegangen werden.

Die Anschauungen über das Alter der Acker-Bruchbergschichten, vor allem die über das Alter seines Hauptbestandteiles, des Quarzits, sind wie über kaum eine andere der Harzformationen schwankend gewesen.

F. A. RÖMER stellt im Jahre 1854 den Quarzit zur älteren Grauwacke, d. h. zum Spiriferensandstein. Er berichtet ferner über einen Fund W. KAYSER's von *Tentaculites tenuicinctus* „am nordwestlichen Fuße" in „schwarzen Kalken". Auf der „Geognostischen Übersichtskarte vom nordwestlichen Harzgebirge" kommt diese Anschauung zur Darstellung. Im Gebiet der Schachttäler wird Goniatitenkalk, d. h. Unteres Oberdevon verzeichnet, während der Acker-Bruchberg selbst als Ältere Grauwacke, d. h. Spiriferensandstein dargestellt wird. Dieselben Quarzitmassen werden jedoch ein Jahr später von RÖMER zum Kulm gerechnet.

Durch die geologischen Aufnahmen E. KAYSER's im Gebiete des Ackers werden neue Auffassungen über das Alter des Ackerquarzits in die geologische Literatur gebracht. Nach E. KAYSER (1875) stellt der Acker eine große Schichtmulde dar, deren Kern von Quarziten gebildet wird, die dem Hauptquarzit der Wieder-Schiefer entsprechen sollen. Die im Söse- und Siebergebiet auftretenden Grauwacken sind die Flügel der Mulde und stellen Äquivalente der Tanner Grauwacke, mithin der angeblich ältesten Schichten des Harzes dar.

Dieselbe Ansicht vertritt LOSSEN (1877), auch er hält die Acker-Bruchbergschichten in der Hauptsache für Hauptquarzit, wenn er auch die tektonischen Folgerungen E. KAYSER's ablehnt, da inzwischen durch v. GRODDECK die Söseschichten auf Grund von Funden von *Posidonia Becheri* im Huttal als kulmisch erkannt wurden. LOSSEN nimmt eine streichende Störung zwischen den Ackerschichten und dem Kulm der Sösemulde an. Unserer heutigen Auffassung näher kommt schon HALFAR (1882), der die Acker-Bruchbergschichten nicht als Unterdevon, sondern wegen der unmittelbaren Angrenzung des Sösekulms ebenfalls als Kulm oder höchstens als eine Oberdevonbildung deuten möchte.

Auch Koch (1887 u. 1889) scheidet wenigstens Teile des Ackersystems als kulmisch und oberdevonisch aus (Kiesel- und Rotschiefer). Für den eigentlichen Quarzit läßt er die Altersfrage offen. 1890 beschreibt Koch weiter Gesteine der damals noch zum Ackersystem gerechneten Schichten im Nordwesten des Gebirges auf Grund von *Entomis serratostriata* als Cypridinenschiefer. Koch weist darauf hin, daß nach diesen Funden im Bachbett der Kleinen Oker am Dammgraben, und vom Hühnerkopf bei Kamschlacken gegen Hinzuziehung auch derjenigen roten Schiefer zum Oberdevon, in denen sie noch nicht nachgewiesen werden konnten, kaum etwas einzuwenden sei. Auch der Nachweis von Cypridinenschiefer in unmittelbarer Nachbarschaft habe jeglichen Zweifel an der Zugehörigkeit des Kieselschieferbandes zum Kulm beseitigt.

1889 und 1890 wurde von Koch in der Erkenntnis der Stratigraphie des Ackers noch ein weiterer Schritt durch das Auffinden von Hauptquarzit (Fauna!) am Südhange getan und diese Schichten vom Ackerquarzit getrennt. Der mit dem Hauptquarzit verbundene Wissenbacher Schiefer wurde noch nicht erkannt.

1894 erscheint ein weiterer Beitrag über die Schichten der Sösemulde. Auch hier hält Koch seine Anschauungen vom oberdevonisch-kulmischen Alter der schiefrigen Schichten des Nordwesthanges aufrecht. Dagegen bleibt die Frage des Kammquarzites noch unentschieden. 1897 lehnt Koch das unterdevonische Alter für den Kammquarzit ab und nimmt für ihn prädevonisches Alter an. Diese Auffassung vertritt er auch in seiner „Umdeutung der geologischen Verhältnisse im Unterharz" (1898). Er folgt damit den Anschauungen Denckmann's, wenn er den Ackerquarzit ins Silur, und zwar an die Basis der Schichten mit *Cardiola interrupta* von Wernigerode stellt. Dieselbe Auffassung macht sich auch Beushausen zu eigen, der mit Koch (1899) die Gesteine des Acker-Bruchberges als silurisch ansieht. Auch hier macht sich der Einfluß Denckmann's bemerkbar, ein Einfluß, der sich leider noch verstärkt, als beim Erscheinen der Blätter Riefensbeek und Osterode auch die bereits früher von Koch als oberdevonisch-kulmisch erkannten Schiefer der Nordwestseite ebenfalls ins Silur gestellt wurden (vgl. Bl. Osterode u. Riefenbeek Erläuterungen). Auch O. H. Erdmannsdörffer (1908, 1910) vertritt verschiedentlich die Denckmann'sche Auffassung vom obersilurischen Alter des Ackersystems im Gegensatz zu Lepsius, der die Ortberggesteine für kulmisch, den Ackerquarzit für unterdevonisch hält. Unter dem Einfluß Denckmann's blieb dann eine gewisse Zeit die Auffassung vom silurischen Alter der Ackerschichten bestehen. Erst als die Stratigraphie im Kellerwalde sich z. T. als falsch erwies, fielen natürlich auch im Harz die Gründe, die maßgebend gewesen waren, silurisches Alter für die Schichten des Acker-Bruchberges anzunehmen, fort.

1925 wies H. Schmidt auf Grund faunistischer Funde im Kellerwaldquarzit nach, daß dieser wahrscheinlich unterkarbonisch sei.

Ähnlich schreibt Correns (1925), der den Wollenbergquarzit bei Marburg a. d. Lahn aus stratigraphischen und tektonischen Gründen zwischen Unteres Oberdevon und Kulmkieselschiefer stellt und die Frage, ob Devon oder Unterkarbon, offen läßt.

Kossmat (1928) und Wugk (1930) sprechen den Acker-Bruchberg- und Ilsenburgquarzit auf Grund der Untersuchungen H. Schmidt's über den Kellerwaldquarzit als eine Fazies des normalen Kulm an. Sie übersehen hierbei, daß Unterkarbon noch nicht Kulm bedeutet.

Neuerdings hat H. SCHMIDT (1931) über die Zusammenhänge des Acker-Bruchbergsystems mit dem Kellerwaldsystem berichtet. Die Arbeit bringt vor allem interessante Ausführungen über die faziellen Verhältnisse, unter denen die Kellerwald-, Acker-Bruchberg-, Ilsenburg-, Gommerner Quarzite zur Ablagerung kamen.

II. Stratigraphischer Teil.

A. Die alte Gliederung des Acker-Bruchbergsystems

Die Gliederung der Schiefer- und Quarzitablagerungen, die zum Acker-Bruchbergsystem gehören, verdanken wir KOCH (1894) und sodann auch BEUSHAUSEN (1898). Wir finden sie wieder in den Erläuterungen zu den Blättern Osterode und Riefensbeek. Auch die Erläuterungen von Harzburg, St. Andreasberg und Wernigerode schließen sich in der Gliederung der Gesteine dem von KOCH aufgestellten Schema an.

In dieser Gliederung wurden die gegenseitigen Altersverhältnisse der ausgeschiedenen Stufen als noch ungeklärt und unsicher beiseite gelassen. Es wurden nur petrographische Verhältnisse und ihre räumliche Anordnung bei der Gliederung berücksichtigt. So entstand jene, auf den in Frage kommenden Meßtischblättern, immer wiederkehrende Gliederung in:

1. Schichten der Nordwestseite,
2. Kammquarzit,
3. Schichten der Südostseite,

eine Gliederung, bei der man nie wußte, was oben und was unten war.

Es dürfte sich erübrigen, an dieser Stelle auf die petrographische Beschreibung der Schichten näher einzugehen, da hierüber die Erläuterungen zu Bl. Riefensbeek und KOCH's Arbeiten Aufschluß geben. Ich will die alte Gliederung nur soweit anführen, als es nötig ist sie bei der Neugliederung zu berücksichtigen.

KOCH und BEUSHAUSEN unterscheiden:

1. Schichten der Nordwestseite:
   a) Schiefer der Nordwestseite:
      1. Graue, grau-grüne, auch dunkelgrüne milde Tonschiefer; Einlagerungen von dünnen Grauwacken und glasigen Quarziten (sb 1 Bl. Riefensbeek);
      2. Kieselschiefer-Diabaszug (sb 2 Bl. Riefensbeek), Ton-, Wetz- und Kieselschiefer mit variolithischen Diabasen, Quarzitschiefer, Rotschiefer;
      3. Plattenschiefer (spl Bl. Riefensbeek), harter, rauher, zäher Ton- und Grauwackenschiefer;
      4. Quarzitschichten des Nordwestabfalles (Nicht auf Bl. Riefensbeek ausgeschieden. Vgl. KOCH, 1894.). Hellgraue milde, aber grobspaltende Tonschiefer mit feinkörnigen Grauwacken und Quarziten;
   b) der Acker-Bruchbergquarzit (Kammquarzit). Klippenbildender, feinkörniger, weißgrauer, rötlicher oder gelber Quarzit mit dünnen Kiesel- und Tonschieferlagen (sb 3);
   c) Quarzitschichten der Südostseite. Wulstige, unreine, z. T. glasige Quarzite, Grauwacken und Sandsteine, glimmerführende, grünlich-graue Tonschiefer, Kiesel- und Wetzschiefer als Einlagerungen.

B. Die Neugliederung der Acker-Bruchbergschichten und ihre Beziehungen zu den Gesteinen der Sieber- und Sösemulde

Da Fossilfunde in den Ackerschichten in nur geringem Ausmaße gemacht wurden, so sind unter Benutzung dieser Funde die Lagerungsverhältnisse zu den paläontologisch sichergestellten Gesteinsschichten mit besonderer Genauigkeit zu untersuchen. Diese Schichten liegen nordwestlich und südöstlich des Acker im Gebiet der Sieber- und Sösemulde.

1. Die Schichten der Siebermulde

Die stratigraphische und tektonische Stellung der Siebermulde habe ich in einer anderen Arbeit (Schriel, 1932) ausführlich behandelt, und ich verweise auf diese Ausführungen. Nur kurz sei wiederholt: Die Gesteine der Siebermulde sind kulmischen Alters und stellen eine Mulde dar, deren Ränder z. T. überkippt sind. Unter den kulmischen Sieberschichten mit Kulmkieselschiefer an der Basis folgen Wissenbacher Schiefer, die in ihren hangenden Lagen Linsen von Grauwacken und in den liegenden Schichten Diabase und Wetzschiefer führen. Das mitteldevonische Alter dieser Schichten wurde von Beushausen erkannt. In normalem Verbande trifft man unter dem Wissenbacher Schiefer an verschiedenen Stellen den Hauptquarzit an. Damit sind die ältesten Schichten des Acker aufgeschlossen. Wissenbacher Schiefer und Hauptquarzit werden im Nordwesten stets von einer Störung begrenzt. Da also ein normaler kontinuierlicher Zusammenhang zwischen Ackerschichten und Mittel- und Unterdevon am Südosthang nicht besteht, so ist von dieser Seite aus das Altersproblem der Acker-Bruchbergschichten nicht zu lösen.

2. Die Schichten der Sösemulde und des Acker-Bruchberges

a) Spezielle Stratigraphie

α) Das Untere und Mittlere Oberdevon

Adorfer (Kellwasser) Kalk (toa) und Cypridinenschiefer (toc)

Halfar's und insonderheit Koch's Verdienst ist es, das kulmische Alter der Söseschichten auf Grund von Fossilien erkannt zu haben. Neuerdings sind auch von Mempel beim Bau der nördlichen Umgehungsstraße der Sösesperre Kulmfossilien, und zwar Goniatiten, gefunden worden. Das kulmische Alter der Kiesel-Tonschiefer und Grauwacken im Sösetal und am Acker-Westhang ist damit erwiesen. Auch das oberdevonische Alter der Cypridinenschiefer, die südöstlich der Söse liegen und als Sattelkerne unmittelbar unter den kulmischen Kieselschiefern emportauchen, steht nach Fossilfunden am Hühnerkopf bei Kamschlacken und im Bachbett der Kl. Oker fest. Es bildet also hier überall der rote Cypridinenschiefer das Liegende des Kulm. Der Cypridinenschiefer dürfte in der Hauptsache ein Äquivalent der Nehdener Stufe sein, wenn auch die Möglichkeit besteht, daß er auch noch die Hemberg- und Dasbergstufe vertritt.

Zu diesen sicher oberdevonischen Schichten gehören die Schichten des Sattelaufbruches am Sösekopf und seine Verlängerung unter das Alluvium der Söse bis zur großen Limpig westlich der Vorsperre.

Der zweite Aufbruch beginnt im Osteroder Stadtwald im Gebiet der Steilen Wand und reicht bis in die Gegend südlich Riefensbeek. Seine unmittelbare Fortsetzung bildet ein Aufbruch, der sich mit gleichem Streichen am Nordhang

des Boesen-Berges, der Aller- und Wolfsklippe, des Wolfskopfes, Ifenkopfes bis ins Kl. Okertal zieht. Im Aller-, Wolfs- und Sösetal, im Gr. und Kl. Gerlachstal sowie im Gr. u. Kl. Okertal ist dieser Aufbruch gut aufgeschlossen.

Unter dem meist roten Cypridinenschiefer tritt als Sattelkern vor allem im Bachbett der Schacht ein grau-grüner bis dunkler Schiefer auf, der einige mehrere Dezimeter mächtige Kalkbänke aufweist. Nach seinen Fossilien und vor allem nach dem in ihm auftretenden *Tentakulites tenuicinctus* handelt es sich um Adorfer, speziell Kellwasserkalk ($I\gamma$). Dieser Fundpunkt dürfte identisch sein mit dem „Goniatitenkalk" RÖMER's am Nordwesthang des Ackers. Die Überlagerung durch Cypridinenschiefer ist im Gebiet der Distelkappe zu beobachten. Hier ergibt sich talabwärts folgendes Profil: Kellwasser Kalk, Cypridinenschiefer, Kulmkieselschiefer und Kulmtonschiefer; alle Schichten befinden sich in überkippter Lagerung.

β) Oberes Oberdevon

a) Horizont der Tonschiefer mit Quarziten (tos = sb_1 Bl. Riefensbeek, 1. Auflage)

Aus den Cypridinenschiefern entwickeln sich nach dem Hangenden zu die auf der Geol. Karte, Bl. Riefensbeek und Osterode, als sb_1 bezeichneten Schiefer; es handelt sich um graue, graugrüne milde Tonschiefer ohne stärkeren Glimmergehalt. Als Einlagerungen treten sandige Lagen auf, die in Grauwacken- oder Quarzitbänkchen mit starkem Glimmergehalt übergehen können. Meist ist ihre Mächtigkeit nicht sehr groß. Nur selten werden sie 1—2 m mächtig. Rotschiefer treten nur spärlich auf.

Die besten Aufschlüsse liegen im Bereich der Meßtischblätter Riefensbeek und Osterode in den Schachttälern, in der Eipenke, im Gr. Wiental und am Nassen Weg. Außer am Nordwesthang des Acker treten diese Schichten auch noch auf Blatt Lauterberg im St. Andreasberger-Herzberger Sattelzug auf. Sie wurden hier von E. KAYSER als π_1-Gesteine bezeichnet und fälschlicherweise zum Unterdevon gerechnet. Auch hier liegen sie über den Cypridinenschiefern (SCHRIEL, 1932). Nach der Darstellung der KOCH'schen Aufnahme (Bl. Riefensbeek) stehen die oben beschriebenen Schiefer im Verband mit den Ackerquarziten. Als Beweis hierfür sollen die Lagerungsverhältnisse im Allertal gelten (Erl. Bl. Riefensbeek, S. 12). Der Kontakt beider Schichtstufen im Allertal ist aber tektonischer Natur (vgl. Taf. 13). Andererseits sollen nach der alten Kartendarstellung die als sb_1 bezeichneten Schiefer in den Kieselschiefer-Diabaszug fortsetzen, d. h. es soll auch hier ein normaler Übergang zwischen beiden Stufen vorliegen. Der angeblich silurische Kieselschiefer-Diabaszug ist aber ein willkürlicher Sammelbegriff für verschiedene Gesteine ganz ungleichen Alters. Die Aufstellung dieses stratigraphischen Horizontes erfolgte unter dem Einfluß DENCKMANN's gegen die ältere, bessere Erkenntnis KOCH's. Die Anmerkung auf S. 8 der Erläuterungen zu Bl. Riefensbeek besagt: „Die Kieselschiefer dieser Züge wurden früher als kulmisch, die Diabase als oberdevonisch gedeutet. Die Umdeutung des Alters ist von diesen beiden Autoren bei der Drucklegung der Karte vorgenommen worden." Es ist daher der Kieselschieferdiabaszug wieder zu zerlegen in:

1. kulmischen Kieselschiefer (cl),
2. die glasigen und wulstigen Quarzitschichten (ks) (grüne, graue, rote Tonschiefer, Kiesel- und Wetzschiefer, Quarzite), früher als Ortberggesteine bezeichnet,

3. die Plattenschiefer (topl) mit Kieselschiefern und Rotschiefern als Einlagerungen,
4. die Diabase, die an der unteren Grenze des Plattenschiefers beginnen und als intrusive Lager im Plattenschiefer und dem Wulstquarzithorizont (ks) auftreten.

b) Der Plattenschieferhorizont (topl)

Im Kleinen und Großen Mollentale, im Allertale, in der Rauhen Schacht, am Scheideweg und an anderen Stellen läßt sich sowohl der Übergang als auch die Überlagerung der eben beschriebenen Schieferstufe (tos) durch den Plattenschiefer (topl) feststellen. Die Plattenschiefergesteine zeigen einen charakteristischen Gesteinshabitus, der in erster Linie von gleichartigen Gesteinen des Unterharzes bekannt geworden ist. Sie stellen einen zähen, grau-grünen, meist glimmerreichen, stark geschieferten Grauwackenschiefer dar. Oft zeigt sich auch ein schon phyllitischer Glanz. Die wichtigsten Einlagerungen des Plattenschiefers sind Rot- und Kieselschiefer. Die ersteren erreichen in Bänken mehrere Meter Mächtigkeit, die letzteren stellen dünnere Bänder im Schiefer dar. Von geringerer Bedeutung sind Einlagerungen von Grauwacken und Quarziten nebst unreinen Kalken.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß wir im Unterharz an verschiedenen Stellen dieselben Plattenschiefer mit Rotschiefer und Kieselschiefereinlagerungen wiederfinden. Es sind hier vor allem die Bunt- und Bandschiefer bei Elbingerode, Rübeland und Blankenburg zu nennen, die dort zwischen Massenkalk und Kulmkieselschiefer liegen (Bl. Elbingerode, Erl. S. 14). Auch am Stöberhai (Bl. Zorge) stehen diese Schiefer an. Hier treten dieselben Gesteine im Verbande mit der Tanner-Grauwacke auf, und zwar bilden die rot-grünen Schiefer und Kieselschieferbänkchen das Liegende des Tanner-Grauwackensystems (vgl. auch Rotschiefer am Goldhaufen, Bl. St. Andreasberg). Eine dritte Stelle liegt am Nordhang des Kummel auf der Kammhöhe zwischen Oder- und Krummen Luttertal, wo sich grün-rote Tonschiefer in Wechsellagerung mit Wetz- und Kieselschiefern finden. Auch hier liegen sie an der Basis des Tannergrauwackensystems. Die Plattenschiefer des Acker entsprechen demnach sowohl stratigraphisch als auch petrographisch den tiefen Schichten des Tanner Systems und den Band- und Buntschiefern des Unterharzes.

γ) Unterkarbon

a) Horizont der glasigen Quarzite und Schiefer (früher Ortbergschichten) = ks

Von Koch ist bei der geologischen Aufnahme des Ackerbruchberges am Südosten des hohen Zuges unter der Signatur sb_4 ein Horizont ausgeschieden, der mit der Ortberggrauwacke des Kellerwaldes verglichen wurde. Die Stellung der Ortbergschichten im Oberdevon-Karbonprofil des Kellerwaldes ist noch umstritten. Sie sollen dort über dem Wüstbergartenquarzit liegen, während sie, wenn wir den Vergleich auf den Harz ausdehnen, am Ackerbruchberg sich im Liegenden des Kammquarzites (= Wüstegartenquarzit) befinden. Diese Gesteine sind vor allem im Südosten des Ackers gut aufgeschlossen und auch im Norden vorhanden, wenngleich sie hier durch die Überschiebungen und Abscherungen des Ackerquarzites meist verdeckt sind.

Auch Koch ist diese Tatsache bekannt geworden, denn er schreibt, Erl. Bl. Riefensbeek, S. 16: „Die mit der ‚Ortberggrauwacke' besonders häufig verknüpften roten Schiefer schwellen lokal zu bedeutender Mächtigkeit an und sind

dann auf der Karte besonders ausgeschieden. Die roten, plattigen, wenig Glimmer führenden Tonschiefer sind ebenso wie die ihnen petrographisch völlig gleichenden Gesteine der obersten Kieselschiefer-Diabaszüge der Nordwestseite mit grünen Ton- und Wetzschiefern vergesellschaftet und haben die Führung von spärlichen Conodonten und Linguliden mit ihnen gemeinsam."

Am Nordwesthang sind die Ortbergschichten vor allem im Streifenfenster der oberen Rauhen Schacht aufgeschlossen, desgleichen nördlich Reitstieg, im Kleinen Morgenbrodstal und am Dammgraben zwischen Jag. 141 und 140. Sie bestehen aus unreinen quarzitischen Gesteinen mit grünlichgrauen, krummschaligen oder unregelmäßigen, wulstigen, feinkörnigen Quarziten und Quarzitschiefern. Auch grüne, glasige Quarzite sind nicht selten. Dazwischen gelagert finden sich feine gebänderte, glimmerige Tonschiefer, ferner Grauwacken und quarzitische Sandsteine mit ebenplattigen, glimmerigen, grauen, braunen Schiefern, in denen Pflanzenreste gefunden wurden, und zwar im Kl. Mollentale Stigmarianarben. Dieser Fund hat stratigraphische Bedeutung, ebenso wie das Vorkommen der Ortbergschichten sowohl im Nordwesten als auch im Südosten für die tektonische Stellung des Ackerquarzites als Mulde wichtig ist. Charakteristische Einlagerungen dieser Stufe stellen ferner Kieselschiefer, Lydite und Wetzschiefer dar. Endlich treten Conodonten und Linguliden führende Rotschiefer auf, die dem Cypridinenschiefer ähnlich sehen. Wohl das beste und lehrreichste Profil hat im Südosten der westliche Wildbach des gelben Loches oberhalb der Forststraße unter der Stollenklippe erschlossen. Das Profil findet sich in den Erläuterungen zu Bl. Riefensbeek, S. 14. Hier ist vor allem der Übergang der „Ortbergschichten" zum Ackerquarzit gut zu beobachten. Ähnliche Aufschlüsse finden sich in zahlreichen Wasserrissen vor allem am Südosthang des Ackers.

b) Kammquarzit (kq)

Die jüngsten Stufen des Ackersystems stellt der Kammquarzit dar. Es ist ein vorwiegend weißer, zuckerkörniger, z. T. bald auch grauer, roter oder gelber Quarzit oder Sandstein, der nur geringe Schichtung besitzt und in mächtigen Klippen verwittert. Besonders charakteristisch ist der sogenannte Löcherquarzit, der durch das Auswittern weicher, meist toniger Komponenten entsteht und gewisse Lagen in der Schichtfolge charakterisiert. Die einzelnen Quarzitbänke werden getrennt durch graugrüne Tonschieferlagen, wie wir sie auch aus den Liegendschichten des Kammquarzites kennen. Diese Tonschiefer können Wetzschiefercharakter annehmen. Im eigentlichen Kammquarzit treten jedoch die Tonschieferlagen völlig in den Hintergrund.

b) Allgemeine Altersfragen und Vergleich des Ackersystems mit anderen Harzschichten

Daß das Acker-Bruchbergsystem mit petrographisch gleichen Schichten des Hessischen Hinterlandes, des Kellerwaldes und den Quarziten von Gommern zu vergleichen ist, ist schon frühzeitig bekannt geworden. Auch die Unhaltbarkeit des silurischen Alters dieser Schichten ist in den letzten Jahren vor allem durch H. SCHMIDT betont worden. Dagegen blieb noch offen, ob die höchsten Schichten des Systems bereits ins Karbon reichen oder ob sie noch beim Devon zulassen und wie sie ins Schichtschema des Harzes einzugliedern sind. Dabei sei bemerkt, daß eine Parallelisierung des Ackerquarzites mit dem Kulm nicht in Frage kommt. Daß die tieferen Schichten noch beim Devon bleiben müssen,

kann keinem Zweifel unterliegen, da die roten Cypridinenschiefer im großen und ganzen der Cheilocerasstufe entsprechen dürften (sie liegen über der Manticocerasstufe, in diesem Falle dem Kellwasserkalk der Schachttäler). Auch der Oxyosteus, der im Gr. Wiental an der Grenze zwischen Cypridinenschiefer und Quarzitschiefern gefunden wurde, deutet darauf hin, daß wir uns mit dem Auftreten der quarzitischen Schichten immer noch im Oberdevon befinden. Endlich bleibt der petrographische Charakter der Ackergesteine sich bis zum Quarzit herauf immer noch ziemlich gleich. Vor allem deuten die Rotschiefer und Cypridinenschiefer ähnlichen Gesteine noch auf Oberdevon. Auch die Plattenschiefer mit ihren Rotschiefern dürften eher noch für Oberdevon als für Unterkarbon sprechen, da bei Lauterberg in der Tannergrauwacke die oberdevonische Cyclostigmenflora im großen und ganzen noch über dem eigentlichen Plattenschieferhorizont steht. Nach petrographischen Gesichtspunkten und unter Berücksichtigung der Stellung der Cypridinenschiefer am N—W-Hang des Ackers als vorwiegend zum Cheilocerashorizont gehörig, könnte man annehmen, daß die höheren Horizonte des Acker-Bruchbergsystems den Hemberg- und Dasbergschichten entsprechen würden (tos + topl) und die obersten Schichten (ks + kq) noch ins Unterkarbon (Hangenberg-Schichten) reichten. Hierfür sprächen dann auch die Stigmarianarben, die in den Ortbergschichten des Mollentales gefunden wurden; sie deuten planzenpaläontologisch bereits auf Unterkarbon hin. Jedoch ist, da bereits bei den höchsten oberdevonischen Faunen die Frage, ob devonisch oder karbonisch, schwer zu unterscheiden ist, eine Stratigraphie auf phytopaläontologischer Grundlage in den devonisch-karbonischen Grenzschichten noch unsicherer als eine faunistisch begründete. Von besonderer Wichtigkeit ist lediglich die Fauna, die H. Schmidt im Kellerwaldquarzit

Vergleichende stratigraphische Tabelle des Harzer Oberdevons:

Gebiet		Oberharz Unterharz z. T.	Acker	Unterharz z. T. Tanner Gebiet
Unterkarbon		Lückenloses Profil Unterkarbon-Oberdevon	Kulmkieselschiefer Kammquarzit Quarzite u. Schiefer (früher „Ortbergschichten“)	Kulmkieselschiefer Muldengrauwacke Horizont der Wechsellagerungen
Oberdevon	Oberes	Obere graue Cypridinenschiefer (Bunt- und Bandschiefer) Rote, graue, grüne Cypridinenschiefer Untere graue Cypridinenschiefer Clymenienkalk	Plattenschiefer mit Rotschiefern u. Kieselschiefern Quarzitschiefer (tos) Graue, grüne, rote Cypridinenschiefer	Plattenschiefer mit Rotschiefern u. Kieselschiefern Quarzitschiefer (tos) Graue, grüne rote Cypridinenschiefer
	Unteres	Adorfer Kalk mit Kellwasser Kalk Büdesheimer Schiefer Iberger Kalk	Adorfer Kalk mit Kellwasser Kalk	Adorfer Kalk

sammelte. Ist diese einwandfrei karbonisch — und H. SCHMIDT glaubt das annehmen zu müssen — so sind auch die beiden obersten Stufen des Ackersystems zum Karbon zu stellen, wenn auch Schichtverband und petrographischer Habitus eher auf Oberdevon deuten.

Zum Schluß noch ein Vergleich mit dem Tannersystem. Daß der Plattenschieferhorizont des Acker den Basalschichten des Tannersystems und den Bunt- und Bandschiefern des Unterharzes entspricht, kann nicht bezweifelt werden. Logischerweise wären dann die Ortbergschichten (ks) und der Acker-Bruchbergquarzit (kq) ein Äquivalent des Hauptteiles der Tannergrauwacke (Horizont der Wechsellagerungen und Muldengrauwacke).

Hierfür scheint eine kleine, von BODE gefundene und von H. SCHMIDT neuerdings durchbestimmte Fauna aus dem Scharzfelder Bremketal zu sprechen. Diese Fauna stammt aus Schichten der Tanner-Grauwacke, die ich zum Horizont der Wechsellagerungen gerechnet habe (SCHRIEL, 1927) und die im Tanner-Grauwackenprofil entweder gleich hoch mit den Cyclostigmenschichten, vielleicht aber auch etwas höher, dicht unter der Muldengrauwacke, liegen. Die von BODE gesammelte Fauna stammt aus der Böschung der Knollenstraße zwischen Heidenschnabel und Büstenkopf, ungefähr südlich von Jag. 172. H. SCHMIDT bestimmte (nach mündlicher Mitteilung) von hier:

Cladochomus michelini *Cladochomus tubaeformis*	wie im Kellerwald und bei Geigen,
Pleurodictyum dechenianum *Cyathaxonia cornu*	Kellerwaldquarzit, Gattendorfia-Zone. Drewer etc.

Unter Berücksichtigung dieser Fauna parallelisiere ich auf der beigegebenen Tabelle die höheren Schichten der Tanner-Grauwacke mit dem Ackerquarzit und den Ortberggesteinen, die ich mit H. SCHMIDT ins Unterkarbon stellte.

Diesem Vergleich scheint jedoch, wenn man Wert auf die Pflanzenführung der Tanner-Grauwacke legt, der phytopaläontologische Befund (Cyclostigmenflora) entgegenzustehen. Jedoch ist es, abgesehen von der stratigraphischen Unsicherheit der Grenzflora, wie oben schon angedeutet (vgl. S. 165), möglich, daß die tieferen, pflanzenführenden Schichten der Wechsellagerungen noch hoch oberdevonisch, die höheren und die Muldengrauwacke bereits unterkarbonisch sind. Es scheint, wie beim Acker-Bruchbergsystem so auch beim Tanner-Grauwackensystem, die Grenze Devon—Unterkarbon innerhalb des Tanner-Komplexes zu liegen, d. h. es wird schwierig sein, bei der Ausscheidung der verschiedenen Stufen der Tanner-Grauwacke, Devon und Karbon zu trennen. Es wurde deshalb aus Zweckmäßigkeitsgründen für das Tanner-System das Symbol to beibehalten. Wie beim Acker-Bruchbergsystem so kommt auch beim Tanner-System eine Parallelisierung mit dem Harzer Kulm nicht in Frage.

III. Tektonischer Teil:

Die variszischen Faltungsvorgänge am Acker-Bruchberg

Die jetzige Tektonik des Acker-Bruchberges sowie der im Nordwesten und Südosten vorgelagerten Schichten ist das Ergebnis zweier Faltungsphasen, die sich in ihrer Altersverschiedenheit und ihren Auswirkungen klar erkennen lassen. Die eine Faltung liegt vor der Ablagerung des Culmkieselschiefers, die andere trat nach Ablagerung des Culmsystems ein.

A. Die bretonische (selkische) Faltungsphase

Eines der wichtigsten Ergebnisse, die bei der Kartierung des Unterharzes gewonnen wurden (Dahlgrün, 1924, Schriel, 1924, 1927) ist der Nachweis einer starken, stratigraphischen Lücke an der Basis des Kulmkieselschiefers. Dieser transgrediert im Unterharz infolge gebirgsbildender Vorgänge über silurischen, unter-, mittel- und oberdevonischen Schichten. Der Unterharz steht also im Gegensatz zum Oberharz, wo eine Lücke Oberdevon—Unterkarbon gar nicht oder doch nur in geringem Maße festzustellen ist.

Die normale Transgression des Kulmkieselschiefers im Unterharz ist neuerdings von Wugk (1930) bezweifelt worden. Wugk hält vielmehr die Lücke an der Basis des Kulm für tektonisch und glaubt, daß sie durch Überschiebungen oder Abscherungen hervorgerufen sei. Wenn auch in den alten Gebirgsmassiven infolge der intensiven Faltung und bei der starken Mobilität des Kieselschiefers in zahlreichen Fällen die ursprüngliche Transgressionsfläche verwischt ist, so ist doch gerade die Lücke und Diskordanz unter dem Kulm und speziell dem Kulmkieselschiefer eine Erscheinung, die nicht nur allein im Harz, sondern auch in verschiedenen anderen Gebieten der alten Massive (Bretagne) beobachtet wurde. Ich verweise nur auf die Arbeiten Kegel's (1924, 1926) im Lahn-Dill-Gebiet, das ja innerhalb des variszischen Gebirges dieselbe Stellung wie der Unterharz einnimmt. Auch im Kellerwald liegen dieselben Lagerungsverhältnisse zwischen Kulm und Devon-Silur vor (nach mündlicher Mitteilung Dahlgrün's). Genau dieselben Lagerungsverhältnisse an der Basis des Kulm habe ich in Katalonien feststellen können (Schriel, 1929) und neuerdings hat H. Schmidt (1931) dasselbe für große Teile der Pyrenäen nachweisen können. Es kann also kein Zweifel sein, daß es sich bei der diskordanten Auflagerung des Kulmkieselschiefers nicht um eine lokale, tektonische Erscheinung handelt, sondern um ein Phänomen, dem größere Verbreitung zukommt. Auf diese Tatsache hat auch H. Stille ganz allgemein hingewiesen (1924, S. 84). Die Schichtlücke an der Basis des Kulm hat ihren Grund in einer oder vielleicht auch mehreren Faltungsphasen, die mit Abtragungen der gefalteten Schichten verbunden waren. Im Unterharz sind es die marsische und selkische Phase, die für diese Abtragungen in Frage kommen. Die marsische Faltung beschränkt sich nur auf den Unterharz, während die selkische Phase auch noch am Acker-Bruchberg auftritt, im eigentlichen Oberharz aber fehlt. Erst die sudetische Faltung ergreift den ganzen Harz (Wandern der Faltung).

Die Auswirkungen der präkulmischen (selkischen) Faltung

Im Südosten des Ackers liegt der Kulmkieselschiefer fast durchweg auf Wissenbacherschiefer. Auch in den zur Sieber hinabführenden Tälern tritt Wissenbacher Schiefer als Unterlager des Kulm hervor. Im Siluraufbruch östlich der Sieber liegt der Kulmkieselschiefer auf der gleichen Stufe, greift aber auch bis aufs Silur über (Bl. Riefensbeek und Lauterberg). Im Gebiet des Herzberger Sattels (Bl. Lauterberg) schiebt sich von N—O nach S—W zuerst Cypridinenschiefer und danach Quarzitschiefer des Ackersystems (tos) als Unterlage des Kulms zwischen die älteren Schichten und den Kulm ein. Sonst bildet Unterdevon mehrfach die Basis des Kulms. Es ergibt sich daraus, daß südöstlich des Acker-Bruchberges die kulmische Faltung und Abtragung der Schichten sehr bedeutend gewesen sein muß, handelt es sich doch um die Abtragung von Schichtenpakete von maximal 2000 m Mächtigkeit (Abb. 1).

Wesentlich anders liegen die Verhältnisse im Nordwesten des Gebirges im Oberharz. In der Umrandung des Oberharzer Devonsattels zeigt sich keinerlei Lücke zwischen Oberdevon und Kulm. Überall haben wir die normale Aufeinanderfolge, wenn wir von den Stellen absehen, wo das Profil durch jüngere Verwerfungen gestört und unterdrückt ist. Eine Änderung beginnt erst am Oberharzer Grünsteinzug und auch hier erst sehr schwach sich andeutend. An verschiedenen Stellen fehlt das Oberdevon und der Kieselschiefer liegt direkt auf den mittel-oberdevonischen Diabasen. Weiter südostwärts geben die Aufbrüche im Gebiet der Sösemulde Aufschluß über die Unterlage des Kieselschiefers. Hier läßt sich eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Lagerungsform der präkulmischen Gesteine feststellen. Im Gebiet des nordwestlichen Flügels der Sösemulde liegt der Kieselschiefer auf Cypridinenschiefern. Fast alle Aufschlüsse lassen dies erkennen (Kieselschieferzüge Osterode—Lerbach—Altenau). Auch der von der Kleinen Oker über den N—W-Hang des Ifenkopfes bis nördlich des Bösen-Berges herabziehende Aufbruch zeigt Kulmkieselschiefer im Auflager auf Cypridinenschiefern. Erst weiter im Südwesten, zwischen Großen Herrental und den Schachttälern, greift der Kieselschiefer auf den Adorfer Kalk über. Von diesem Aufbruch aus weiter nach Südosten läßt sich beobachten, wie der Kieselschiefer auf immer jüngere Stufen des Oberdevons übergreift (Taf. 13 und Abb. 1). Am Nassen Weg, im Gebiet der Eipenke, am Wüstentalskopf, an den Otersköpfen, in den Schachttälern, im Aller-, Wolfs- und oberen Sösetal, am Ifenkopf und im Großen Gerlachstal liegt der Kulmkieselschiefer auf der Stufe der Tonschieferstufe mit Quarziten (tos). Dieselben Lagerungserscheinungen zeigen sich zwischen den Kieselschiefern einerseits und den Plattenschiefern und diabasdurchsetzten „Ortberg"gesteinen andererseits. Beide Stufen ziehen, vom Kieselschiefer überlagert, als schmale Bänder am N—W-Hang des Acker-Bruchbergs entlang. Schließlich greift der Kieselschiefer direkt auf den Ackerquarzit über und ist in mehrfachen Resten noch auf dieser Schicht in steilstehenden Mulden erhalten (Jag. 89, 90, 91 NO-Ecke Bl. Riefensbeek, Stieglitzecke, P. 801,9, Bärengarten und im Staatsforst Lonau). Aus diesen Lagerungsverhältnissen läßt sich ein allmähliches Übergreifen des Kulms nach S—O auf immer jüngere Schichten feststellen. Um so auffallender ist es daher, daß plötzlich am Südosthang des Ackers der Kulmkieselschiefer transgredierend auf Mitteldevon und noch weiter nach Osten im Siebertal sogar auf Silur, d. h. also auf viel älteren Stufen liegt.

Der Grund für diese plötzliche Änderung in der Unterlage des Kieselschiefers ist in dem Vorhandensein einer mächtigen Störung zwischen Acker-Bruchbergsystem einerseits und dem Unter- und Mitteldevon des Lonauer Aufbruches andererseits zu sehen. Diese Störung ist mehrfach aufgeschlossen und auf der Taf. 13 auch zur Darstellung gebracht. Sie durchzieht den ganzen Harz von der Großen Steinau (Bl. Osterode) im Südwesten bis Ilsenburg (Bl. Wernigerode) im Nordwesten und trennt den geologischen Oberharz vom Unterharz. Ich nenne sie die „Ackerstörung". Überall nordwestlich von ihr liegt der Kulmkieselschiefer auf jungoberdevonischen und unterkarbonischen Schichten. Im Südosten dagegen greift er bereits auf unterdevonische Ablagerungen über (Abb. 1). Nordwestlich der Störung haben wir geringe bretonische Faltung und noch geringere Abtragung, die um so mehr verschwindet, je weiter wir nach Nordwesten in den Oberharzer Devonsattel kommen. Hier fehlt die bretonische Faltung vollständig, wir befinden uns hier im sauerländischen Faziesgebiete.

Genau umgekehrt liegt der Fall südöstlich der Ackerstörung. Hier befinden wir uns im Unterharz mit starker bretonischer Faltung und Abtragung. Dieses Gebiet findet seinen Analogon im hessischen Hinterlande (Lahn-Dillgebiet). Auch hier zeigt gerade die bretonische Faltung neben der jüngeren sudetischen starke Ausmaße (Kegel, 1924, 1926). Die beigegebene Skizze (Abb. 1) soll die Lagerungsverhältnisse im Ackergebiet vor und nach der sudetischen Phase der variszischen Gebirgsbildung erläutern. Die Profile lassen erkennen, daß die Störung zwischen Unter- und Oberharz sehr beträchtlich und der Oberharz gegenüber dem Unterharz stark abgesunken ist; ferner daß im Anschluß an die bretonische Faltung vor Ablagerung des Kulms im Südosten der Störung starke Abtragungen der devonischen Schichten stattgefunden haben (Acker-

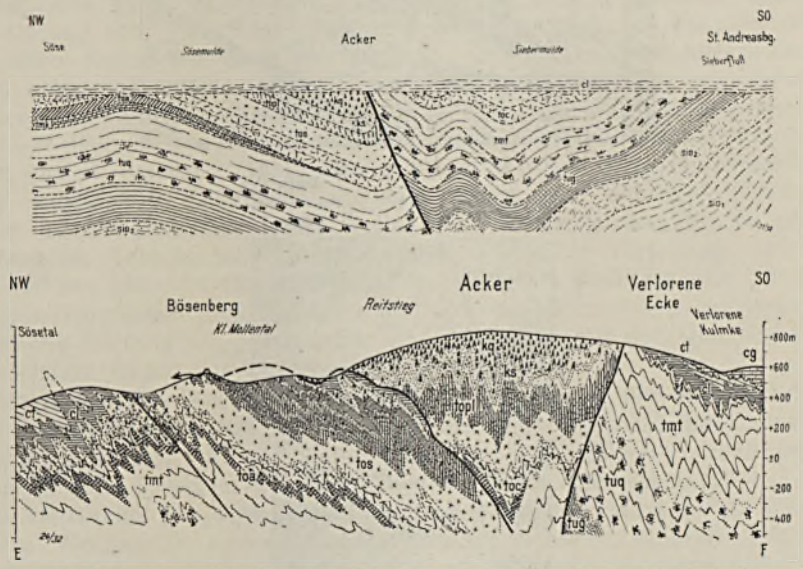


Abb. 1. Profil durch das Gebiet des Acker vor und nach der sudetischen Faltung Das obere schematische Profil zeigt einen kleineren Maßstab als das untere, das nur einen kleinen Ausschnitt aus dem oberen darstellt
(Farbenerklärung siehe Taf. 13)

system, Ober-, Mittel-, Unterdevon, Obersilur zum Teil = ca. 1500—2000 m). Ob diese präkulmische Störung eine gewöhnliche Verwerfung oder eine Überschiebung gewesen war, ist mit Sicherheit nicht festzustellen, da die nachfolgende sudetische Faltung die Störungsbahn nachträglich deformiert haben kann. Es ist jedoch ziemlich wahrscheinlich und bei der Rekonstruktion der tektonischen Verhältnisse vor Ablagerung des Kulms ergibt es sich beinahe zwangsläufig, daß gerade entlang dieser Störung eine Überschiebung des bretonischen Unterharzkomplexes auf den damals ungefalteten Oberharz stattgefunden hat. (Man vergleiche Abb. 1. Glättet man die Kulmfalten am Lonauer Sattel aus, so zeigt auch der Hauptquarzit und das Mitteldevon flacheres Einfallen nach SO und die Störung widersinniges Einfalten, d. h. die Grenze Ackerquarzit—Unterdevon war vor der sudetischen Faltung eine Überschiebung.) Jedenfalls war der Oberharz vor Ablagerung des Kulms für das älter gefaltete

bretonische Gebiet ungefaltetes Vorland, ähnlich wie jetzt das Vorland der Alpen und Karpathen oder die Molasse zur Zeit der prätertiären, alpinen Faltung.

Wo die Ackerstörung aufgeschlossen ist, zeigt sie Einfallen nach Norden. Doch ist das Wiederaufreißen der Störung während der sudetischen Faltung sekundärer Natur. Während dieser Faltungsphase haben sich die tektonischen Bilder mit scheinbarer Fächerstruktur, wie sie auf den Profilen A—B,

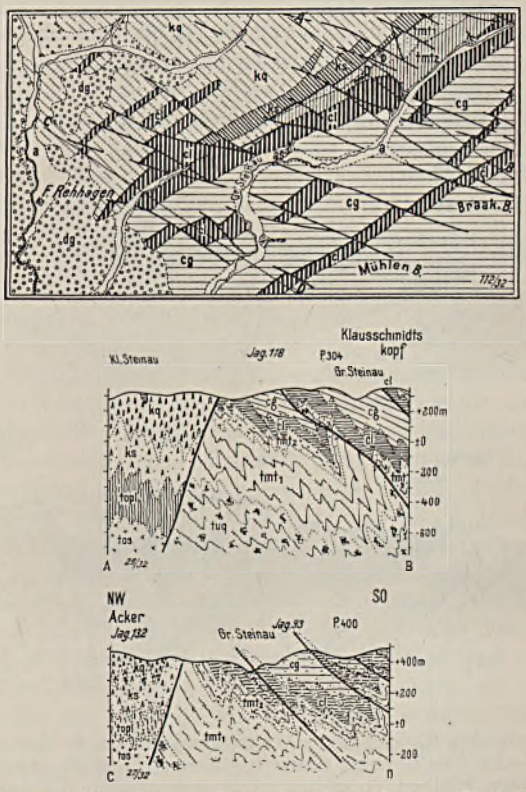


Abb. 2. Skizze und zwei Profile durch den südwestlichen Teil des Lonauer Sattels mit der Ackerstörung
(Erklärung der Symbole siehe Taf. 13)

C—D, E—F, G—H (Taf. 13) zur Darstellung gebracht ist, entwickelt. Endlich fand während der sudetischen Faltung ein Rückstau der Ackerschichten, des Hauptquarzits und Wissenbacher Schiefers statt und das ganze Ackergebiet wurde in steilstehende Falten gelegt. Doch blieb der Muldencharakter der Kammschichten auch jetzt noch erhalten.

Im Gebiet des Steinautales (Bl. Gieboldehausen) läßt sich beobachten, wie der Kieselschiefer transgredierend vom Wissenbacher Schiefer auf den Ackerquarzit übergreift. Abbildung 2 und Profile A—B und C—D erläutern diese Lagerungsverhältnisse. Ebenso wie südöstlich des Acker-Bruchberges ist auch nordöstlich des Brockenmassives die Grenze zwischen Ilsenburgquarzit und Mitteldevon eine Störung und starke Abtragung südöstlich der Störung im

Gebiet von Wernigerode zu beobachten. Aus der großen Ausdehnung der Ackerstörung allein im Harz können wir darauf schließen, daß ihr eine größere Wichtigkeit zukommt, und daß sie sich sowohl im Nordosten als auch im Südwesten des Harzes im Untergrund unter jüngeren Schichten noch fortsetzt. Kossmat nimmt im Nordwesten des Kellerwald-, Acker-Bruchberg-, Ilsenburg-, Gommerner Quarzites eine besonders wichtige tektonische Linie an, die die Sauerland-Oberharzzone (Zone II A) von der Unterharz-Lahn-Dillzone (Zone II B) als Stirnwand einer Decke trennen soll. Wenn wir, wie wir weiter unten sehen werden, im Harz und Kellerwald (Schmidt, 1931, Fig. 1) auch an dieser Grenze tektonische Vorgänge weitgehendst beobachten können, so sind sie doch nur richtig zu verstehen, wenn wir die tektonischen Vorgänge bretonischen Alters im Südosten des großen Quarzitzuges mit ihnen verbinden.

Ein Blick auf die Lossensche Harzkarte läßt ferner erkennen, daß auf der Ackerstörung der Brockenlakkolith sitzt. Das Granitmagma wäre demnach auf einer alten, präexistierenden Störungslinie, die zugleich eine Aufsattelung darstellte, emporgedrungen. Auch in der Faziesausbildung der oberdevonischen Sedimente spielt die Acker-Bruchberglinie und ihre Verlängerung nach N—O und S—W (Gommern—Kellerwald) eine wichtige Rolle. Dies ist mehrfach und zuletzt von H. Schmidt (1931) wieder betont worden. Diese Faziesänderungen setzen im höheren Oberdevon ein und lassen eine Schiefer- (Oberharzer), Quarzit- (Acker-Bruchberg) und Grauwacken- (Unterharzer) Fazies erkennen. Die faziellen Verhältnisse wurden bedingt durch die Verteilung von Wasser und Land am Ende der Oberdevonzeit, die wiederum abhängig war von gebirgsbildenden Vorgängen orogenetischer und epirogenetischer Art. So erreichte die bretonische Faltung im Nordwesten eine Linie, die mit der Quarzitausbildung des höchsten Oberdevon-Unterkarbon zusammenfällt.

Den plötzlichen Wechsel in der faziellen Ausbildung der devonisch-karbonischen Grenzschichten hat H. Schmidt mit dem Vorhandensein einer alten Küstenlinie erklärt, die in vielen Punkten den jetzigen Verhältnissen am Kurischen oder Frischen Haff ähnlich gewesen ist (Schmidt, 1931). Ich halte diesen Gedanken für sehr glücklich, und er würde gerade den plötzlichen faziellen Wechsel in der Gesteinsausbildung (Schiefer, Quarzit, Grauwacke) gerecht werden.

Mit der selkischen Phase der bretonischen Faltung erreichen die gebirgsbildenden Vorgänge zwischen der Devon- und Karbonzeit einen gewissen Höhepunkt und Abschluß. Aber auch danach, während der Ablagerung des Kulms, machen sich bedeutende Schwankungen in der Mächtigkeit der einzelnen Kulmschichten bemerkbar, die auf epirogenetischen Bewegungen beruhen dürften. Nach Stahl erreicht der Kulmtonschiefer bei Clausthal 750 m, in der Sösemulde etwa 600 m; jenseits des Ackers, in der Sösemulde, fehlt er überhaupt oder er erreicht am Südosthang des Kammes nur 20 m Mächtigkeit. Wie aus Geröllfunden Mempel's im Oberharzer Kulm hervorgeht, wurden während der Ablagerung des oberen Kulm im Oberharz bereits devonische und unterkarbonische Schichten im Unterharz schon wieder abgetragen. Auch in der Kulmausbildung bildet die Acker-Bruchberglinie eine wichtige Grenze.

B. Die sudetische Faltung am Acker-Bruchberg

Die bedeutendste Phase der variszischen Faltung, die auch den Kulm noch betroffen hat, ist die sudetische. Von ihr ist sowohl der Unterharz wie auch der Oberharz betroffen worden. Wir erkennen sie am Acker-Bruchberg vor allem

am Nordwesthang. Am Südosthang hat sie die Steilstellung der Kulmschichten und teilweise Überkippung der Unter- und Mitteldevonschichten bewirkt. Auch die präkulmische Ackerstörung riß während der sudetischen Faltung wieder auf. Stärker als im Südosten sind die Faltungsbilder am Nordwestrand des Acker-Bruchberges, wo ein ausgesprochener Schub der Gesteinsmassen nach Nordwesten hin beobachtet werden kann. Hier ist es vor allem zu Abscherungsdiskordanzen und auch zu Überschiebungen von schätzungsweise 2—3 m (km) Schubweite gekommen (Taf. 13). Begünstigt wurden diese Schübe noch durch das ungleichmäßige Verhalten der mobilen Schiefer einerseits und der harten, über ihnen liegenden Kammquarzite, andererseits. So wurden die starren Quarzite z. T. auch über jüngere Schichten (Kulmkieselschiefer) nach Nordwesten vorbewegt, nachdem beide Schichten bereits in starke Falten gelegt waren. Es läßt sich in Aufschlüssen beobachten, daß die einzelnen Faltenbilder an der Überschiebungsbahn scharf abschneiden und kaum Schleppung zeigen. Diese Eigenschaft ließ sich auch schon im Unterharz öfter erkennen (SCHRIEL, 1924, Abb. 12, S. 244).

Die starke Erosion am Nordwesthang des Acker-Bruchberges hat in den tiefen Tälern und Wildbächen, die nach Norden überschobene Decke des Kammquarzites querschlägig mehrfach zerteilt und zerlappt. Da die Überschiebungs- und Abscherungsbahn meist einen wellenförmigen, leicht gefalteten Verlauf zeigt (Taf. 13), so erscheinen bei gleichmäßig fortschreitender Erosion auch in Streichen gewisse Teile des Liegenden fensterförmig aufgewölbt; es entstanden dann die sogenannten „Streifenfenster". Wir können neben dem Hauptzuge zwei selbständige, im Streichen orientierte Züge von Ackerquarzit feststellen. Hier liegt der Kammquarzit ortsfremd und losgelöst vom Hauptzuge auf älteren und jüngeren Schichten. Die jüngeren Schichten sind Muldenreste des über den älteren Stufen transgredierenden Kulmkieselschiefers; die älteren Schichten gehören vorwiegend zum Oberdevon. Man erklärt die Überschiebung am besten als die Folge starker disharmonischer Faltung, und zwar dürfte sich der Überschiebungsvorgang dergestalt abgespielt haben, daß der starre Kammquarzit sich bei der Faltung von seiner Unterlage löste, die Kulmkieselschiefer teilweise durchspießte, nach Nordwesten fortglitt und auf diese Weise über sie zu liegen kam. Die später einsetzende Erosion schuf dann das Bild, wie wir es jetzt vor uns haben.

Die drei Züge von Acker-Bruchbergquarzit (auf Bl. Riefensbeek) sind:

1. der autochthone Hauptzug: er nimmt den Kamm der Wasserscheide ein und durchzieht den ganzen Harz, in der Mitte vom Brockengranit unterbrochen. Die Quarzitschichten, die im Kern des Zuges steil stehen, zeigen nach S—O zu nordwestliches, nach N—W zu südöstliches Einfallen. Der Acker bildet also eine deutliche Mulde mit „Ortberggesteinen" im Nordwesten und Südosten als Flügel. Im Nordwesten sind die letzteren infolge der in dieser Richtung überfolgten Überschiebung meist unterdrückt, kommen aber zwischen Ifenkopf, Hammersteinklippe und in der oberen Rauhen Schacht z. T. als Fenster zutage. Die große Ausdehnung des Kammquarzites auch quer zum Streichen täuscht bei ziemlich steilem Einfallen eine Mächtigkeit dieser Stufe von etwa 2000 m vor. In Wirklichkeit dürfte der Kammquarzit jedoch kaum mehr als 150—200 m mächtig sein. Nur die ständige Wiederholung von Mulden und Sätteln (vgl. Profile auf Taf. 13), die man an der mehrfachen Wiederkehr gewisser Horizonte erkennen kann, läßt den Ackerquarzit so mächtig erscheinen.

Dem Hauptzuge sind, wenn man von kleineren Erosionsresten absieht, im Gebiet des Blattes Riefensbeek zwei weitere Züge von Kammquarzit vorgelagert. Sie sind auf die verschiedensten Schichtstufen aufgeschoben.

Der innere Quarzitzug und das Streifenfenster der Rauhen Schacht

beginnt an der großen, jüngeren Querstörung, die zwischen Bärengarten und Schindelkopf (Bl. Riefensbeek) den ganzen Hauptzug verwirft. Ein mehr oder weniger zusammenhängendes Streifenfenster trennt diesen Quarzitzug vom Hauptzuge. Das Streifenfenster beginnt in der Nähe des Haspelkopfes, zieht sich durch die obere Rauhe Schacht bis in die Gegend nördlich des Reitstieges. Grüne und rote Schiefer, Quarzite und Quarzitschiefer, die sämtlich den Ortberggesteinen angehören, sind hier mitsamt dem transgredierenden Kulmkieselschiefer von Kammquarzit überfahren worden. Dabei sind mächtige Blöcke des Kammquarzites in die roten und grünen Schiefer der Ortberggesteine hineingewickelt worden (Bachbett der oberen Rauhen Schacht zwischen Jagen 4 und 21). Vom oberen Allertale an löst sich das eben beschriebene Streifenfenster in einzelne kleinere Teilfenster auf. Das ist der Fall im oberen Aller- und Wolfstal sowie im Kleinen Morgenbrottal. Erst in der Gegend der Hammersteinklippen läßt sich das Streifenfenster wiedererkennen und bis zum Schneidwasser verfolgen. Die Überschiebung des Ackerhauptzuges auf die „Ortberggesteine" und den Kulmkieselschiefer ist mehrfach aufgeschlossen. Fig. 1 auf Taf. 14 zeigt eine solche Überschiebung.

Der Verlauf des inneren Quarzitzuges ist im Gelände durch markante Erhebungen und Klippen deutlich zu verfolgen. Er erstreckt sich als einheitlicher Zug vom Jagen 8 und 9 nördlich des Haspelkopfes über die Sergantenklippe zum Großen und Kleinen Breitenberg. Nordöstlich dieses Berges unterbricht das Kleine Mollental den Quarzitzug, der hier weniger deutlich über die Jagen 17, 125, 140 und 144 nach dem Büchenkopf und zur Schusterklippe nördlich der Straße Stieglitzecke—Dammhaus führt.

Der äußere Quarzitzug

Die allochthonen Lagerungsverhältnisse des Ackerquarzites werden bei dem äußeren Quarzitzug am klarsten. Dieser Zug beginnt zusammenhängend am Ifenkopf, durchzieht das obere Sösetal und streicht über Wolfskopf, Wolfsklippe, Allerberg, Allerklippe bis zum Bösen-Berg. Im Nordwesten bildet Kulmkieselschiefer fast durchgängig das Unterlager des Quarzits (Taf. 13), im Südosten treten Quarzitschiefer (tos), Plattenschiefer und ebenfalls Kulmkieselschiefer als sein Liegendes auf. Daß es sich nicht um einen Aufbruch des Ackerquarzits aus dem Kulmkieselschiefer handelt, geht aus den Lagerungsverhältnissen im Wolfstal, Allertal und im Kleinen Mollental hervor. So würde das Allertal, wenn die Erosion nur etwa 50 m tiefer gewirkt hätte, den Ackerquarzit in der Talsohle bereits durchschnitten haben. Außerdem sind im Allertalbachbett nur etwa 50 m Kammquarzit quer zum Streichen aufgeschlossen, während auf dem Kamm des Allerberges der Quarzitzug etwa 400 m breit ist. Ähnliches läßt sich im Söse- und Wolfstal beobachten. Es handelt sich also um einen Deckenrest von Ackerquarzit und nicht um einen Aufbruch älterer Schichten, der sich ja nach der Tiefe verbreitern müßte, was jedoch nicht der Fall ist. Für die Überschiebung des Ackerquarzits spricht auch eine Notiz, auf die ich durch Herrn Mempel-Clausthal in freundlicher Weise auf-

merksam gemacht wurde. In einer geologischen Meldearbeit (HASENKOPF, 1921) über die alte Manganerzgrube „Wolfgangsglück" am Ifenkopf wird angegeben, daß hier die Quarzit-Kieselschiefergrenze flach nach Süden zu einfällt, wobei der Kieselschiefer vom Quarzit überfahren ist. Diese Erscheinung läßt sich gleichfalls sowohl im Aller- wie im Wolfstal beobachten. Während unten im Bachbett noch Kulmkieselschiefer ansteht, zeigen die östlichen und westlichen Hänge des Wolfs- und Allertales bis zur Kuppe hinauf Quarzit (Taf. 14, Fig. 2 und 3). Am Südhang des Bösenberges bildet der Quarzit die Bergkuppe, während die jungen Kulmschieferzüge vom Mollental aus auf ihn zustreichen, unter ihm verschwinden und erst im Allertal wieder zum Vorschein kommen.

Auch südöstlich und nordwestlich des eben beschriebenen Quarzitzuges finden sich noch einzelne, isolierte Reste der Quarzitdecke, und zwar liegt der Quarzit meist auf Kulmkieselschiefer.

Beispiele, sämtlich auf Bl. Riefensbeek:

1. Bergkuppe südwestlich Eichenberg, Jagen 58: $\frac{kq}{tos + cl}$
2. Südwestlich Bösenberg, Jagen 54: $\frac{kq}{tos + cl}$
3. Jagen 145 zwischen Ifenkopf und Hammersteinklippen: $\frac{kq}{ks + topl}$
4. P. 679 am „Schuppen", Str. Stieglitzecke—Dammhaus: $\frac{kq}{tos + cl}$
5. Gr. Gerlachtal bei P. 577,8: $\frac{kq}{tos + cl}$
6. Kl. Gerlachtal beiderseits des Tales: $\frac{kq}{topl + cl}$
7. Westlich P. 697: $\frac{kq}{topl + cl}$
8. Gr. Okertal beiderseits am Hang: $\frac{kq}{topl}$
9. Jagen 38 am Dammgraben: $\frac{kq}{cl}$

Bei diesem Vorkommen handelt es sich um Erosionsreste einer ehemalig einheitlichen Quarzitdecke, die durch die Erosion zerschnitten und zum großen Teil abgetragen wurde. Ihr Schub nach Nordwesten war am stärksten im Gebiet des oberen Söse- und des Okertales. Es handelt sich um eine selbständige, tektonische Erscheinung, die mit den Überschiebungen im Unterharz in keinem Zusammenhang steht und sich während der sudetischen Faltungsphase abspielte. Ihren Ursprung hat sie vorwiegend in disharmonischer Faltung verschieden mobiler Gebirgsschichten. Die Überschiebung am Acker ist eine nur auf das N—W-Gebiet beschränkte, selbständige tektonische Erscheinung. Keineswegs liegt hier, wie KOSSMAT annahm, der Stirnrand der hypothetischen Unterharzdecke vor.

IV. Zusammenfassung der wichtigsten Resultate.

Das im Alter lang umstrittene Acker-Bruchbergsystem, das sich aus den mannigfachsten Schichten zusammensetzt, gehört nach Fauna und stratigraphischer Stellung zum höheren Oberdevon und mit seinen höchsten Schichten wahrscheinlich bereits zum Unterkarbon.

Es entwickelt sich aus den Cypridinenschiefern des Oberdevon. Die meisten Stufen des Acker-Bruchbergs haben ihre petrographisch gleiche Vertretung im Tanner-Grauwackensystem (Plattenschiefer, Rotschiefer) und dem Bunt- und Bandschiefer des Unterharzes. Die petrographisch verschiedenen Gesteine wie der Kammquarzit und die Tanner-Grauwacke

(Muldengrauwacke) sind altersgleich und unterscheiden sich nur durch ihre verschiedene Fazies. Auch gewisse Quarzite und Quarzitschiefer des St. Andreasberg-Herzberger Sattelzuges (π_1-Gesteine Kayser's) sind Äquivalente vom Teilen des Acker-Bruchbergsystems. Der plötzliche Wechsel der Fazies der oberdevonisch—tiefunterkarbonischen Schichten erklärt die stark verschiedene Gesteinsausbildung gleichaltriger Schichten des Ober- und Unterharzes. Dieser Fazieswechsel liegt begründet in epirogenetischen und orgenetischen Bewegungen, die sich mit Beginn der variszischen Faltung am Acker und im Unterharz bemerkbar machten und verschiedenartige Sedimentationsbedingungen schufen.

Auf die Tektonik am Acker-Bruchberg sind in erster Linie zwei Faltungen von besonderem Einfluß.

a) Die selkische Phase der bretonischen Faltung

Das Gebiet südöstlich des Acker wurde von der bretonischen Faltung stark betroffen, während der Oberharz hiervon mehr oder minder frei blieb. Den stärksten Ausdruck findet die präkulmische Faltung in der Entstehung einer großen Störung (Ackerstörung, wahrscheinlich Überschiebung), die die Ackerschichten neben Unter- und Mitteldevon legte und den Oberharz stark absenkte. Diese Störung bildet die Grenze zwischen dem bretonisch gefaltetem Unterharz und dem damals noch von Faltung freien Oberharz, der das Vorland für das gefaltete Unterharzgebiet abgab. Die Ackerstörung, die durch den ganzen Harz verläuft, und auf der der Brockengranit aufsitzt, dürfte sich in Richtung Kellerwald und Flechtinger Höhenzug unter jüngerem Deckgebirge noch weiter fortsetzen und vielleicht eine generelle Bedeutung für die tektonische Großgliederung des paläozoischen Grundgebirges haben.

b) Die sudetische Faltung

bewirkte im Südosten des Kammes die starke Faltung des Kulms und teilweise Rückfaltung der unter- und mitteldevonischen Schichten. Die Ackerstörung reißt wieder auf. Am Nordwestrand des Ackers führt die Faltung zu 2—3 km breiten Überschiebungen des Kammquarzites auf ältere und jüngere Schichten. Diese Überschiebungen, die im Flußgebiet des oberen Sösetales am stärksten sind, lassen neben dem autochthonen Hauptzug zwei ihm parallel streichende Deckenmulden von Ackerquarzit auf jüngeren und älteren Schichten erkennen.

Literaturverzeichnis:

Beushausen, L. & Koch, M.: Mitteilungen über Aufnahmen auf Blatt Riefensbeek usw. — Dies. Jb. 1898, S. XXVII—XXXIV.

Correns: Über das Alter des Wollenbergquarzits bei Marburg (Lahn). — Z. deutsch. geol. Ges. **77**, 1925.

Dahlgrün, F.: Über Graptolithen führende Schichten im Unterharz. — Dies. Jb., 1922.

—: Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiet des Harzes. — Dies. Jb. 1924.

—: Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. — Z. deutsch. geol. Ges. **79**, 1927.

Denkmann, A.: Der geologische Bau des Kellerwaldes. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., **34**, 1901.

Erdmannsdörfer, O. H.: Bericht über die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der Silurschichten des Blattes Harzburg. — Dies. Jb. 1904.

—: Die silurischen Diabase des Bruchberg-Acker-Zuges. — Dies. Jb. 1908.

—: Zur Stratigraphie des Bruchberg-Acker-Silurs im Oberharz. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, 1910.

HALFAR, A.: Mitteilungen aus der Konferenz der Mitarbeiter der Preuß. Geol. L.-A. für den Arbeitsplan 1883. — Dies. Jb. 1882.
KAYSER, E.: Verh. der deutsch. geol. Ges. Protokoll der November-Sitzung 1875. — Z. deutsch. geol. Ges. 1875, S. 958.
KEGEL, W.: Das Unterkarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. — Dies. Jb. 1924.
—: Über Transgressionen im Dillgebiet. — Dies. Jb. 1926.
KOCH, M.: Mitteilungen über Aufnahmen auf Blatt Harzburg. — Dies. Jb. 1887.
—: Mitteilungen über Aufnahmen im Oberharz. — Dies. Jb. 1889, S. XXXV.
—: Mitteilungen über Petrefactenfunde und Zusammensetzung der Quarzitablagerungen im Bruchberg-Ackergebiet. — Dies. Jb. 1890, S. XXXII—XXXIX, S. XXXVII—XXXIX.
—: Zusammensetzung und Lagerungsverhältnisse der Schichten zwischen Bruchberg-Acker und dem Oberharzer Diabaszug. — Dies. Jb. 1894, S. 133.
—: Überblick über die neueren Ergebnisse der geologischen Forschung im Unterharz. — Z. deutsch. geol. Ges., 49, S. 7—19, 1897.
—: Über die Umdeutung der geolog. Verhältnisse des Unterharzes. — Z. deutsch. geol. Ges. 1898.
KOSSMAT, F.: Ein Problem der Harztektonik: Der Überschiebungsbau des Unterharzes. — Zentralbl. Mineral. usw., Abt. B, 1927.
—: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. sächs. geol. L.-A. 1927.
—: Zur Frage des Deckenbaues im Harz. — Z. deutsch. geol. Ges. 1928.
—: Das Problem der Großüberschiebungen im varistischen Gebirge Deutschlands. — Centralbl. Min. 1931, Abt. B.
LOSSEN, K. A.: Gliederung der paläozoischen Schichten im Harz, älter als das Mitteldevon. — Z. deutsch. geol. Ges. 1877.
ROEMER, F. A.: Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. — Palaeontographica 3, Abt. I und II, 5, Abt. III, 9, Abt. IV, 13, Abt. V, 1850—1866.
SCHMIDT, H.: Der Kellerwaldquarzit eine Facies des Unterkarbons. — Z. deutsch. geol. Ges., 77, 1925.
—: Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. — Die Naturwissenschaften, 19, 1931.
—: Das Palaeozoikum der spanischen Pyrenaeen. — Abh. Ges. Wissensch., Göttingen 1931.
SCHRIEL, W.: Transgressionen und Diskordanzen im Altpalaeozoikum des südlichen Unterharzes. — Dies. Jb. 1924.
—: Die Tanner Grauwacke des Unterharzes. — Dies. Jb. 1927.
—: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Gebietes der Hauptsattelachse usw. — Dies. Jb. 1927.
—: Läßt sich im Harz Deckenbau nachweisen? — Sber. Preuß. Geol. L.-A., H. 3, 1928.
—: Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges usw. — Abh. Ges. Wissensch., Göttingen 1929.
—: Zur Deckenfrage im Harz. — Dies. Jb. 1932.
STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, Gebr. Bornträger, 1924.
WUGK, H.: Das Palaeozoikum bei Harzburg—Wernigerode—Michaelstein usw. Dissertation, Leipzig 1930.
Geologische Karten von Preußen usw. 1 : 25 000:
Bl. Riefensbeek, Bl. Osterode, Bl. St. Andreasberg, Bl. Harzburg, Bl. Wernigerode, Bl. Lauterberg, Bl. Zorge, sämtlich mit Erläuterungen.

Die tektonischen Beziehungen zwischen Harz und Kyffhäuser

Von Walter Schriel in Berlin

(Mit 5 Abbildungen)

Inhaltsverzeichnis: Seite

I. Fragestellung 177
II. Die herzynisch orientierten Einheiten des Harzes und Kyffhäusers 177
III. Die Kyffhäuserachse und ihre Stellung zum Harz 179
IV. Herzynisches Streichen und herzynische Störungen während der varistischen Faltung 181
a) Die asturische Gebirgsbildung 181
b) Die saalische Gebirgsbildung 185
V. Saxonische Bewegungen auf asturischen und saalischen Störungen 186
VI. Zusammenfassung 186
Literaturverzeichnis 186

I. Fragestellung

In der beschreibenden Geologie Mitteldeutschlands wird im allgemeinen die Kyffhäuserachse als eine selbständige, parallel zum Südharzrande streichende Aufsattelung zwischen Harz und Thüringer Wald angesehen. In meiner Arbeit über den Kyffhäuser (Schriel, 1921) habe auch ich diese Ansicht noch vertreten und das Kyffhäusergebirge mit dem Bottendorfer Höhenzuge zu einer herzynisch streichenden Achse von etwa 50 km Längserstreckung zusammengefaßt. Das rein herzynische Streichen dieser Achse hält von Südosten nach Nordwesten bis in die Gegend von Kelbra an. Hier wird es von einem mehr ostwestlichen Streichen abgelöst, das sich bis in die Gegend von Auleben bei entgegengesetztem Einfallen der Sattelflügel erkennen läßt. Ich nahm an, daß westlich von Auleben die Kyffhäuserachse allmählich ausklingt. Diese Auffassung ist auch auf der Stille'schen Schollenkarte zur Darstellung gelangt.

Neuere Untersuchungen, die ich in den letzten Jahren im südlichen Harzvorlande zwischen Harz und Kyffhäuser vornehmen konnte, haben mich zu der Überzeugung gebracht, daß die Kyffhäuserachse einen anderen, als den oben angegebenen Verlauf nimmt. Dieser Verlauf soll in den folgenden Ausführungen näher beschrieben werden. Ich greife zu diesem Zweck etwas weiter aus.

II. Die herzynisch orientierten Einheiten des Harzes und Kyffhäusers.

Wenn man unter Berücksichtigung der neu aufgenommenen, z. T. noch nicht veröffentlichten Harzblätter, eine tektonische Skizze des Harzes herstellt (Abb. 1), in der besonders die jüngeren herzynischen Störungen berücksichtigt sind, so hebt sich neben der großen Überschiebung im Norden, mitten im Paläozoikum des Harzes, eine zweite größere Störungslinie hervor, die im

Oberharz schon länger bekannt war, im Unterharz jedoch erst durch die Neuaufnahme (DAHLGRÜN, Blatt Harzgerode, 1927) deutlich herausgearbeitet wurde.

Diese Störungslinie beginnt am Nordwestrand des Gebirges im Schildautal östlich Seesen und streicht über Lautenthal bis in die Gegend von Hahnenklee. Sie ist zum Teil identisch mit dem Lautenthaler Gangzug. Bei Hahnenklee wird diese Störung abgelöst durch den Bockswiese-Festenburger-Schulenberger Zug, den stärksten Verwerfer des Oberharzes. Die Störung streicht weiter nach Südosten im Kellwassertale aufwärts bis in die Nähe des Brockengranites, wo sie sich nicht weiter verfolgen läßt. Entlang dieser ungefähr 25 km langen

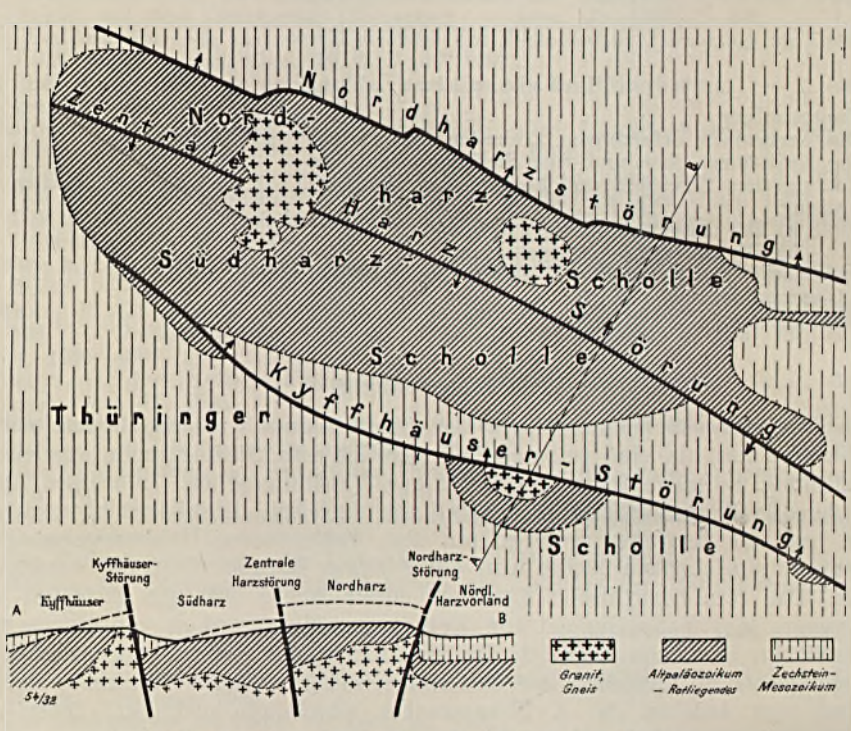


Abb. 1. Die tektonischen Einheiten des Harzes.

Störungszone ist der Südflügel (Kulmhochfläche von Clausthal) gegen Ober-, Mittel- und Unterdevon des Oberharzer Devonsattels (Kahleberg) abgesunken.

Das Analogon hierfür finden wir im Unterharzer Silursattel von Harzgerode—Pansfelde, den der Straßberg-Neudorfer Gangzug gegen das Devon des Unterharzes (Devon: Stolberg, Schwenda, Wippra) verwirft. Auch hier ist wie im Oberharz der Südflügel (Devon) gegenüber dem Nordflügel (Silur) abgesunken (DAHLGRÜN, 1927).

Als Fortsetzung dieser Störung ist die Verwerfung an der Südostseite des Hornburger Sattels anzusehen, wo unter teilweisem Ausfall des Zechsteins Buntsandstein neben Rotliegendes und Karbon verworfen wird. Auch hier ist der nördliche Flügel der relativ gehobene, der südwestliche der relativ gesunkene.

Danach liegt zwischen der Hauptstörung im Norden des Harzes und der eben beschriebenen „zentralen Harzstörung" ein horstförmig gehobenes Gebiet, das beiderseits von tiefer gelegenen Gebieten begrenzt wird; das sind einmal das nördliche Harzvorland und zweitens die Südwesthälfte des Ober- und Unterharzes südlich der zentralen Harzstörung.

Das alte Gebirge schiebt am Südrande des Ober- und Unterharzes allmählich unter das jüngere Deckgebirge (Perm-Trias) ein. Dieses Absinken erfolgt durch südliches Einfallen der Schichten und an Staffelbrüchen derart, daß, von einigen Ausnahmen abgesehen, der Südflügel der abgesunkene Teil ist. Erst am Kyffhäuser (vgl. Profil Bl. Kelbra) tritt das alte Gebirge wieder hervor, und zwar dürfte die totale Hebung der Sedimente des Deckgebirges weit über 1000 m betragen haben. Wir haben also erst mit der Emporwölbung des Kyffhäusers den Anfang zu einer neuen tektonischen Einheit; denn das zwischen Kyffhäuser und varistischem Unterharz liegende Deckgebirge bildet keine solche, da sein Auftreten und vor allem seine jetzige Grenze zum varistisch gefalteten Gebirge nur eine zufällige Folge der Erosion ist. Die tektonische Grenze reicht vielmehr bis an die den Harz längs seiner Achse durchziehende, zentrale Harzstörung (Abb. 1). Es lassen sich hiernach vom nördlichen Harzvorlande bis zum Kyffhäuser folgende herzynisch orientierte Einheiten unterscheiden:

1. die nördliche Vorlandscholle,
2. die Nordharzscholle,
3. die Südharzscholle,
4. die Kyffhäuserscholle.

Diese vier Komplexe zeichnen sich durch ihre verschiedene Höhenlage aus, wenn wir, wie es auf Abb. 1 zur Darstellung kam, beispielsweise das Kupferschieferflöz in seiner ursprünglichen Verbreitung als Vergleichsniveau ausscheiden. Dabei folgt von Norden nach Süden auf eine Senkungszone eine Hebungszone in normaler Reihenfolge. Während diese Vierteilung im Unterharz-Kyffhäusergebiet klar ist, kann man sie nach Nordwesten zu im Oberharz und dessen südlichen Vorland schwerer erkennen, da die tektonische Einheit, die durch die Kyffhäuserachse gebildet wird, vorwiegend im Unteren Buntsandstein liegt. Trotzdem läßt sie sich auch hier, wie Bohrungen, die Spezialaufnahme und eine Untergliederung im Unteren Buntsandstein ergeben haben, zuerst im Deckgebirge und später teilweise auch noch im Harzkerngebirge bis in die Gegend von Herzberg nachweisen.

III. Die Kyffhäuserachse und ihre Stellung zum Harz

Wie oben schon bemerkt, streicht die Kyffhäuserachse von Kelbra an ostwestlich. Dieses Streichen behält sie bis in die Gegend von Auleben, wo man östlich des Ortes noch die sattelförmige Aufwölbung der Schichten erkennen kann, bei. Westlich Auleben ist in allen Aufschlüssen nur südliches Einfallen der Schichten bis Uthleben und darüber hinaus nach Westen zu beobachten. Das Einfallen der Rogensteinbänke und des Mittleren Buntsandsteins auf Blatt Heringen läßt dies erkennen. Auch im Gebiet zwischen Sundhausen und Gr.-Wechsungen zeigt der Untere Buntsandstein südliches Einfallen. Wir befinden uns also immer noch auf dem Südflügel der Kyffhäuserachse, die unter den Alluvionen der Goldenen Aue liegen muß.

Nördlich der Goldenen Aue zwischen Nordhausen—Urbach—Bösenrode haben wir gleichfalls südliches Einfallen des Buntsandsteins. Demnach schiene es also, als ob diese Stufe vom Harzrand bis zu ihrer Überdeckung durch den Mittleren Buntsandstein gleichmäßig nach Süden einfiele, was jedoch schon deshalb nicht der Fall sein kann, weil diese Schicht dann bei gleichmäßig bleibendem Einfallen eine Mächtigkeit von nahezu 1000 m haben müßte. Dies ist jedoch, wie wir aus Tiefbohrungen wissen, keineswegs der Fall. Vielmehr muß im Untergrund der Goldenen Aue zwischen Hesserode—Sundhausen—Heringen und Auleben eine Hebungslinie entlangziehen, die entweder als Sattelachse eine Aufwölbung und Umkehr im Einfallen der Schichten bewirkt oder es wird sich der Nordsprung des Kyffhäusergebirges in herzynischer Richtung im Helmetal weiter erstrecken. Für eine starke Aufsattelung im Untergrund der Goldenen Aue sprechen die erheblichen Auslaugungen der Zechsteinsalze. Die flächenhafte Ausdehnung des Helmetales zwischen Nordhausen und Kelbra kann als das typische Beispiel eines Salzspiegels über einer salzführenden

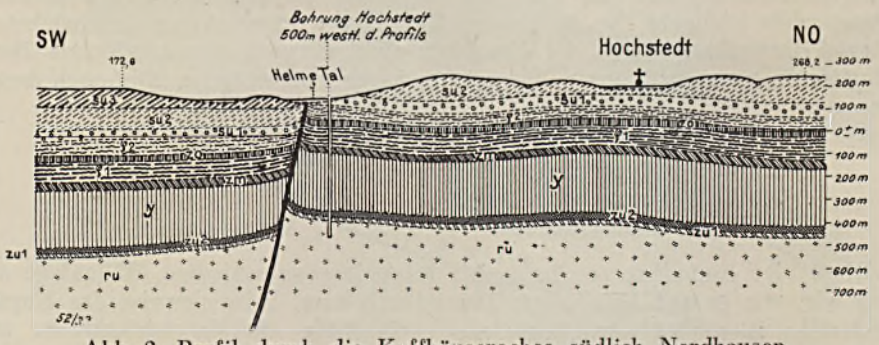


Abb. 2. Profil durch die Kyffhäuserachse südlich Nordhausen.

su_3 = Oberer Lettenhorizont
su_2 = Unterer Kalksandstein-Lettenhorizont
su_1 = Unterer Lettenhorizont
} Unterer Buntsandstein

$\varphi_2 + \varphi_1$ = Jüngerer Gips
zo = Zechsteinletten
} Oberer Zechstein

zm = Zechsteindolomit
y = Älterer Gips
} Mittlerer Zechstein

zu_2 = Zechsteinkalk

zu_1 = Kupferschiefer, Zechsteinkonglomerat } Unterer Zechstein

ru = Unteres Rotliegendes

Sattelachse gelten. Endlich ist diese Sattelachse auch in einer Tiefbohrung im Helmetal zwischen Kl.-Wechsungen und Günzerode erbohrt (Bohrung Hochstedt). Man traf bereits in einer Tiefe von 32 m unter dem Alluvium der Helme und unter nur einigen Metern, z. T. aufgearbeiteten Unteren Buntsandsteins, das Zechsteingebirge. Die geologische Spezialkartierung ergab hier, daß der Nordflügel des Kyffhäusersattels um etwa 200 m abgesunken ist und entlang der im Helmetal verlaufenden Verwerfung gewisse Horizonte im Unteren Buntsandstein unterdrückt sind. Südlich der Störung am Hamsterberg bei Haferungen zeigen die Buntsandsteinschichten das für diese Gebiete verhältnismäßig starke Einfallen von 30—35° nach Süden. Dieses Einfallen bewirkt, daß in der streichend nur 2 km weiter südlich liegenden Bohrung Gr.-Werther die Grenze Zechstein-Buntsandstein bereits in 322 m Tiefe liegt. Nördlich der Störung herrscht teils nördliches, teils südliches Einfallen. Ersteres ist auf längere Erstreckung östlich der Bahn Northeim—Nordhausen unweit des Blockes Steinmühle in einem größeren künstlichen Aufschluß zu beobachten. Der Untere Buntsandstein erreicht hier bis 250 m Mächtigkeit. Es hat also

schon wieder eine starke Absenkung, und zwar nach dem Harz zu, stattgefunden. Ein weiterer Beweis für die hohe Lage der Zechsteinschichten im Untergrunde des Helmetales ist in dem Vorhandensein der beiden „Seelöcher", die Auslaugungen im Zechsteingips ihre Entstehung verdanken, zu sehen.

Weiter Helme aufwärts streicht die Achse auf den spornartig nach Südosten vorspringenden Zechsteinkomplex von Tettenborn—Neuhof zu. Die bis dahin im Unteren Buntsandstein verlaufende und daher schwer zu erkennende Aufsattelung taucht jetzt stärker empor und tritt in die älteren Schichten des Zechsteins über, unter dem bei Steina-Sachsa Rotliegendes und Kulm zutage treten. Der Verlauf der Sattelachse geht über Holbach, Tettenborn und über den Warteberg zwischen Steina und Sachsa hindurch auf Lauterberg zu. Nordöstlich wie südwestlich liegen jüngere Schichten. Während der Südwestflügel aus Zechstein- und Buntsandsteinschichten parallel dem Tal der Ichte allmählich einsinkt, sind die Lagerungsverhältnisse auf dem Nordostflügel wesentlich komplizierter, da hier das Absinken an einem stark verästelten Störungssystem erfolgt. Zwischen Holbach—Clettenberg—Neuhof geben das Mühlbach- und Uffetal den ungefähren Verlauf der Hauptstörung an. Nordwestlich der Verwerfung liegen jüngere Schichten des Buntsandsteins oder Zechsteins. Besonders deutlich wird das Absinken des Sachsaer Rotliegenden und Zechsteins gegenüber der Grauwacke östlich Steina am Warteberge.

Die Fortsetzung der Sachsaer Störung wird durch einen großen Gangzug (Verwerfer) dargestellt, der das Gebiet des Blattes Lauterberg durchzieht und auf dem in erster Linie Schwerspat, Kupfer und Eisen auftreten. Er wird in der bergbaulichen Literatur als „Kupferroser Gang" bezeichnet und läßt sich über den Wiesenbeeker Teich, Bremer Ruhe, Weinberg, Augenquelle, Heibeckskopf, Herbstberg, Ruhenberg in Richtung Lonauer Hammerhütte verfolgen. Auch hier ist der nördliche Flügel der Störung der abgesunkene

IV. Herzynisches Streichen und herzynische Störungen während der varistischen Faltung

a) Die asturische Gebirgsbildung

Das Alter der herzynischen Störungen im Harzkern, wie das der ihnen aufsitzenden Erzgänge ist mehrfach erörtert worden. Auf der einen Seite (E. Kayser, 1881, Lossen, 1882, Klockmann, 1893, Erdmannsdörffer, 1922, Dahlgrün, 1929 u. a.) hat man sie für relativ alt, d. h. in diesem Falle für älter, als das Deckgebirge (Ottweiler Schichten, Rotliegendes, Zechstein) angesehen, auf der anderen Seite (v. Koenen, 1894, Stahl, 1920, 1928) jedoch für wesentlich jünger, und zwar gab man ihnen sogar tertiäres Alter. Sicher ist, daß viele dieser Spalten aus dem alten Gebirge noch ins Deckgebirge fortsetzen, also jüngeres Alter als der Zechstein und Buntsandstein besitzen. Umgekehrt ist es nachweisbar, daß herzynisch gerichtete Störungen und Gänge unter dem jüngeren Deckgebirge verschwinden, ohne es zu verwerfen (Störung zwischen Kyffhäusergranit und Gneis). Auch ist die Anlage herzynischen Streichens im Harz und am Kyffhäuser keineswegs jung, sondern tritt bereits mit der varistischen Faltung auf. In meiner Arbeit über den Kyffhäuser (Schriel, 1921) konnte ich nachweisen, daß die tektonische Anlage des Kyffhäusers bereits im Rotliegenden als herzynisch streichende Achse stattfand und sich hierbei gleichgerichtete Störungen von saalischem Alter bildeten. Es war

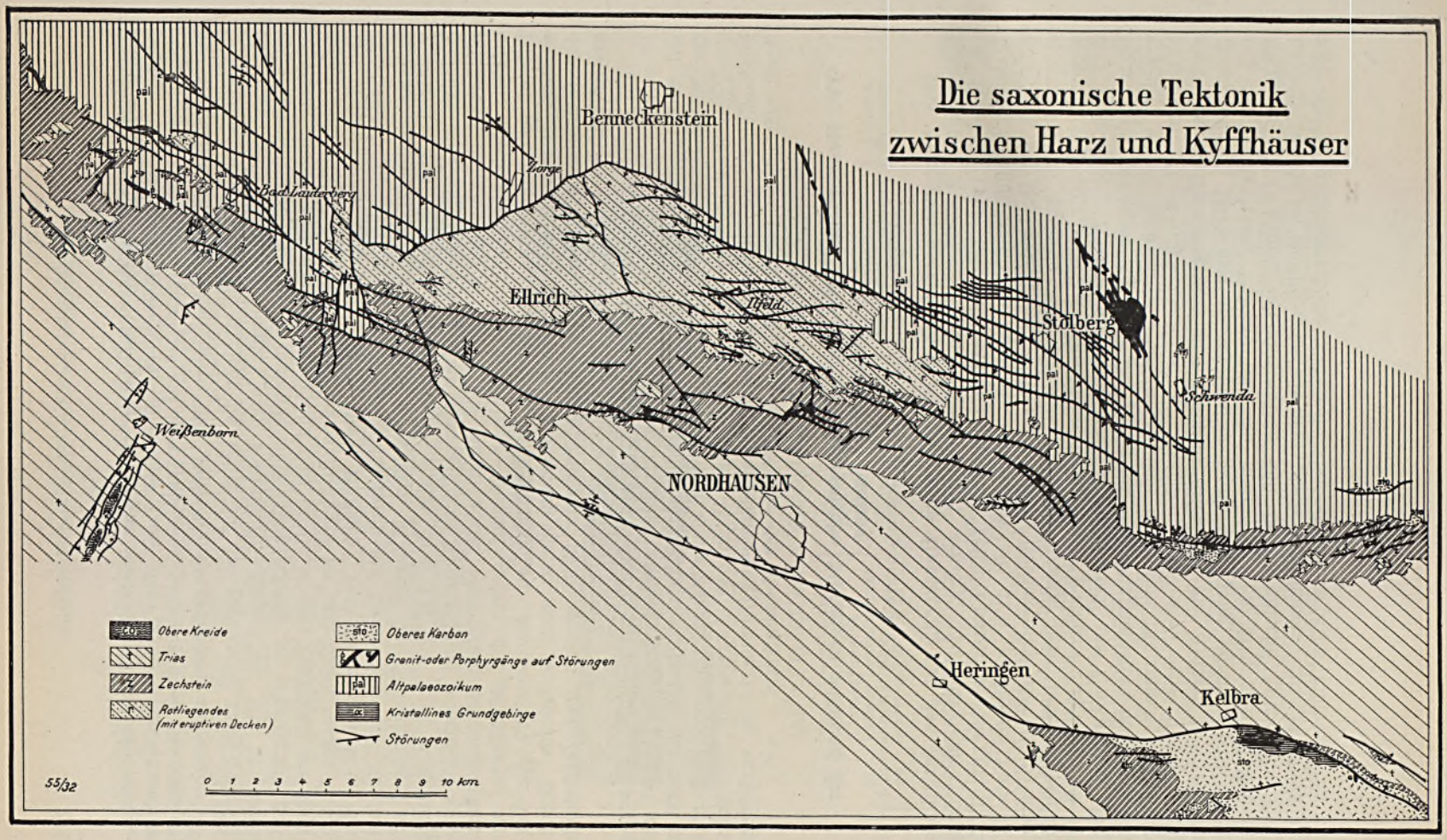

Die saxonische Tektonik
zwischen Harz und Kyffhäuser
Benneckenstein
Bad Lauterberg
Lorge
Ellrich
Ilfeld
Stolberg
Schwenda
Weißenborn
NORDHAUSEN
Heringen
Kelbra
Obere Kreide
Trias
Zechstein
Rotliegendes (mit eruptiven Decken)
Oberes Karbon
Granit-oder Porphyrgänge auf Störungen
Altpalaeozoikum
Kristallines Grundgebirge
Störungen
55/32
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km

Abb. 3.

deshalb zu vermuten, daß auch im Fortstreichen der Kyffhäuserachse, also bei Tettenborn und Sachsa, solche Störungen asturischen oder saalischen Alters auftreten. Das ist in der Tat der Fall. So sitzt der Porphyrgang, der sich mit kurzen Unterbrechungen von Barbis bis über Herzberg verfolgen läßt, auf einer herzynischen Spalte, die älter ist als Zechstein und Rotliegendes, d. h. also asturisches Alter besitzt. Dasselbe gilt von dem Porphyrgang zwischen Ruhetals- und Scheffelstalsköpfen, sowie von verschiedenen Porphyrgängen des Gr. Knollen. Auch sie sitzen auf asturischen Spalten. Die Erkenntnis vom asturischen Alter der Störungen bei Lauterberg beruht auf der Kenntnis vom Rotliegendalter der auf ihnen emporgestiegenen Porphyrgänge. Am Gr. Knollen lassen sich Zusammenhänge zwischen Gang und rotliegendem Deckenerguß nachweisen. Anders liegen die Verhältnisse im Mittelharz. Die Spalten, auf denen hier die Porphyre auftreten, weisen kein herzynisches, sondern SSO—NNW-Streichen auf. Mit jüngeren Schichten kommen die Gangporphyre nur an einer Stelle, und da mit dem Ilfelder Rotliegenden, in Berührung. Diese

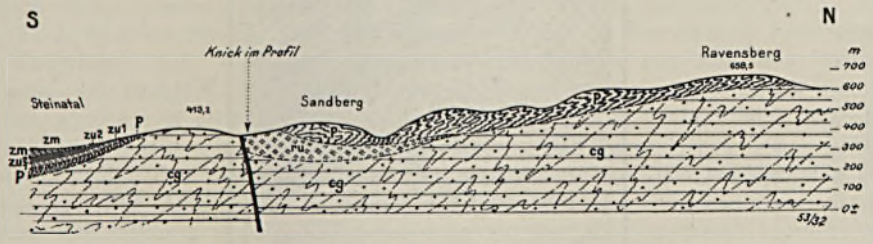


Abb. 4. Profil vom Ravensberg zum Steinatale.

zm = Zechsteindolomit } = Mittlerer
zu$_2$ = Zechsteinkalk
zu$_1$ = Zechsteinkonglomerat } = Unterer } Zechstein
+ Kupferschiefer
P = Felsitporphyr } Rotliegendes
ru = Unteres Rotliegendes
cg = Kulmgrauwacke

Stelle befindet sich auf Blatt Nordhausen-Nord, am Südhang des Arschbachtales im Forstort „Hohe Trift". Die Lagerungsverhältnisse des Porphyrganges, die von mir näher untersucht wurden, sind ziemlich kompliziert und anders, als sie bis jetzt zur Darstellung gebracht wurden. Der Gang tritt aus der Kulmgrauwacke in das Rotliegende ein, und zwar nur in die kohlenführende Stufe; an der Melaphyrdecke schneidet er ab. Während er innerhalb der Kulmgrauwacke nicht besonders mächtig ist, nimmt seine Breite beim Eintritt ins Rotliegende bedeutend zu, um sich erst dicht unter dem Melaphyr zu verjüngen. Diese Lagerungsverhältnisse lassen sich in bezug auf das Alter des Gangporphyrs nach zwei Richtungen deuten.

1. Der Porphyr ist älter als das Rotliegende

Hierfür spräche sein plötzliches Verbreitern in den tiefsten Schichten des Rotliegenden, so daß es beinahe den Anschein hätte, als ob ein kleiner Deckenrest vorliegt, an den sich das U-Rotliegende später anlagerte. Das Abschneiden an der Melaphyrdecke wäre dann ein zufälliges.

2. Der Porphyr ist jünger als das kohlenführende Rotliegende

Hierfür spräche, daß die meisten in Mitteldeutschland bekannten Porphyrergüsse rotliegendes Alter besitzen. Der Porphyrgang wäre danach die Gangfazies einer jüngeren unterrotliegenden Decke. Das Magma wäre auf einer asturischen Störung aufgestiegen, in die unteren Schichten des Rotliegenden eingedrungen, hätte aber nicht mehr die Kraft gehabt, an dieser Stelle die damals schon vorhandene Melaphyrdecke zu durchbrechen; vielleicht ist der Durchbruch an anderer Stelle erfolgt. Ähnliche Verhältnisse sind mehrfach in anderen rotliegenden Eruptivzentren beobachtet worden.

Durch das Auffinden von zahlreichen Geröllen des Auerbergporphyrs durch E. SCHRÖDER (1932) in den Mansfelder Schichten bei Mohrungen und den

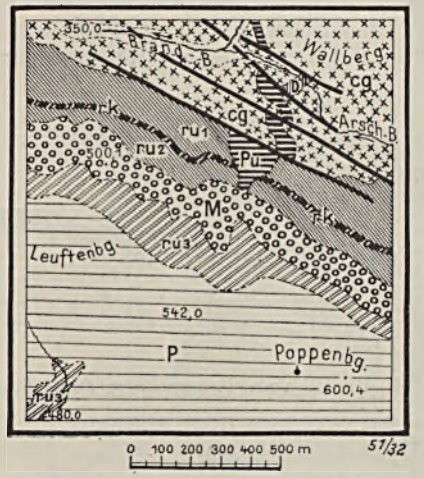


Abb. 5. Der Poryphyrgang am Nordhang des Poppenberges.

Pu	= Porphyr	Unteres Rotliegendes
P	= Porphyrit	
ru_3	= Zwischensediment	
M	= Melaphyr	
ru_2	= Hangende Konglomerate und Sandsteine	
rk	= Kohlenflöz	
ru_1	= Liegende Konglomerate	

hierdurch erbrachten Nachweis vom karbonischen Alter dieses Ergußgesteins war auch die Altersfrage der Mittelharzer Porphyre wieder akut geworden. Treten doch die Ganggesteine des Auerbergergusses auf gleichgerichteten Spalten und Störungen auf wie die Mittelharzer Gänge. Der Verdacht lag daher nahe, daß beide Ergüsse gleichaltrig wären und mithin auch den Mittelharzer Gängen oberkarbonisches Alter zukäme.

Zur Klärung dieser Frage wurde an der einzigen Stelle, die hierfür in Betracht kommt, nämlich an der Hohen Trift, östlich und westlich des Ganges zwei tiefe Schürfe angesetzt, mit Hilfe derer man feststellen wollte, ob vom Porphyrgang Kontakterscheinungen auf sein Nebengestein ausgegangen sind. Der Gang ist hier ungefähr 40 m breit. Das Nebengestein besteht aus dunklen, meist grau-grünen, weichen, mürben Tongesteinen, wie sie für die kohlen-

führende Stufe des Unter-Rotliegenden charakteristisch sind. Ungefähr 3 m vom Gang entfernt begann in beiden Schürfen das Gestein fester zu werden. Dicht am Gang ist es glashart und zeigt splittrigen Bruch und typische Kontakterscheinungen. Diese Kontakterscheinungen ließen sich auch in einem Dünnschliff, der von Herrn Fischer untersucht wurde, erkennen. Daraus ergab sich das Rotliegend-Alter dieses und der Mittelharzer Porphyrgänge, die jünger als der auf gleichaltrigen Spalten emporgestiegene, oberkarbonische Auerbergsporphyr und seine Apophysen sind.

b) Die saalische Gebirgsbildung

Etwas jünger als die asturischen Bewegungen sind die saalischen Störungen, die bei Sachsa zu beobachten sind. Die vom Wiesenbeeker Teich auf den Junkerskopf nördlich Steina zustreichende Störung (Kupferroser Gang b. Lauterberg) verwirft Rotliegendes neben Kulm. Nördlich der Störung Junkernkopf—Bad Sachsa liegt der Porphyr des Ravenberges auf rotliegendem Sediment, südlich davon dasselbe Gestein am Stauffenbüttel auf Kulmgrauwacke. Auch der Zechstein bei Steina liegt auf Kulm, während er bei Sachsa Rotliegendes als Unterlager hat. Hieraus geht hervor, daß bereits zur Zeit des Porphyrergusses am Stauffenbüttel das rotliegende Sediment zwischen Steina und Bad Sachsa abgetragen gewesen sein muß, d. h. das südliche Gebiet muß gegenüber dem nördlichen bereits höher gelegen haben. Das kann durch eine Störung, in deren Folge das nördlich gelegene Gebiet absank und die rotliegenden Sedimente vor der Abtragung verschont blieben oder durch allmähliche Emporhebung der jetzigen Steinaer Gegend während der Rotliegendzeit bewirkt sein.

Ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse können wir bei Lauterberg beobachten. Südlich des Kupferroser Gangzuges liegt der Zechstein unmittelbar auf altem Gebirge (Brandköpfe, Frauenstein, Ruine Scharzfeld, Reinhardstal, Heikenberg), nördlich des Gangzuges tritt flächenhaft unterrotliegendes Porphyrkonglomerat über dem Grundgebirge auf. Erst darüber hat der Zechstein gelegen. Da das Rotliegende eine ziemlich weite Verbreitung gehabt hat — es handelt sich um einen typischen Horizont, der in gleicher Zusammensetzung aus dem Ilfelder Rotliegenden bei Sachsa bekannt geworden ist — so muß es vor Ablagerung des Zechsteins versenkt und südlich der Störung bereits abgetragen gewesen sein, als das Zechsteinmeer transgredierende. Die asturisch angelegte Verwerfung muß also erstmalig während der saalischen Faltungsphase und dann später nochmals während der saxonischen Faltung wieder aufgerissen sein.

Während die Abtragungen und die Lücke zwischen Rotliegendem und Zechstein in der saalischen Faltung, die wir an die Grenze zwischen Unter- und Oberrotliegend setzen müssen, begründet sind, sind die Abtragungserscheinungen vor dem Erguß des Ravensberger Porphyrs etwas älter.

Nicht nur bei Sachsa, sondern im ganzen Rotliegend-Becken von Ilfeld läßt sich erkennen, daß bereits vor der Ausbreitung der mächtigen Deckenergüsse, vor allem des Porphyrits, die einzelnen Stufen des älteren Rotliegenden ungleichmäßig abgetragen und vielleicht auch etwas gestört wurden. So läßt sich auf Blatt Benneckenstein erkennen, daß der Porphyrit zwischen Steinmühlental, Rothesütte, Jägerfleck und Kl.-Kunzental auf verschiedenen Stufen des kohlenführenden und höheren Rotliegenden auflagert. Ob es sich hier um orgenetische

Bewegungen vor der saalischen Faltung, oder um atektonische Diskordanzen an der Basis einer mächtigen Eruptivdecke handelt, ist nicht ganz sicher. Jedoch möchte ich das letztere annehmen.

V. Saxonische Bewegungen auf asturischen und saalischen Störungen

Stärker als die asturische und saalische Faltung hat am Harzrande die saxonische gewirkt. Ihr genaues Alter läßt sich am Südharz nicht feststellen, da jungmesozoisch-tertiäre Schichten beinahe gänzlich fehlen. Wahrscheinlich verdanken die zahlreichen Störungen, die das Deckgebirge verwerfen, verschiedenen Phasen der saxonischen Faltung während des Jura, der Kreide und des Tertiärs ihre Entstehung.

Verschiedentlich hat die saxonische Faltung das Wiederaufreißen der alten Brüche bewirkt. Besonders deutlich ist das bei den Sachsaer Störungen an der unterschiedlichen Höhenlage des Kupferschieferflözes zu beobachten. Auf die ähnlichen Lagerungsverhältnisse bei Lauterberg, wo als Jüngstes der Zechstein verworfen ist, wurde weiter oben schon hingewiesen. Parallel diesem Spaltensystem verlaufen die anderen Lauterberger Störungszonen und Erzgänge. Man geht also wohl nicht fehl, wenn man auch für sie und einen großen Teil der Oberharzer Gangzonen schon ein asturisches Alter, d. h. eine Anlage noch während der varistischen Faltung annimmt. Das schließt natürlich nicht aus, daß auch während der saxonischen Faltung starke vertikale Verschiebungen auf den asturisch vorgezeichneten Spalten erfolgten, oder ein Teil auch erst während der saxonischen Faltung entstand.

VI. Zusammenfassung

Vom Bottendorfer Höhenzug erstreckt sich über den Kyffhäuser das Helmetal aufwärts bis in die Gegend von Tettenborn eine Hebungsachse. Die Schichten sind nördlich von ihr, d. h. nach dem Harz zu entlang eines Abbruches von vorwiegend herzynischem Verlauf stark abgesunken. Diese Aufsattelung mündet bei Tettenborn—Sachsa in den paläozoischen Harzkern ein. Ihre nördliche Abbruchspalte läßt sich auch im Paläozoikum über Sachsa—Bad Lauterberg bis dicht vor Herzberg verfolgen. Die Kyffhäuserachse ist demnach keine selbständige Achse zwischen Thüringer Wald und Harz, sondern die Fortsetzung einer bei Tettenborn aus dem Harz heraustretenden, herzynisch streichenden Aufsattelung, die das Helmetal abwärts über den Kyffhäuser bis ins Unstruttal sich verfolgen läßt. Die Anlage dieser herzynischen Hebungsachse geht bis in die jungvaristischen Faltungsphasen, in denen auch ein Teil der herzynisch streichenden Störungen am südlichen Harzrande angelegt wurden, zurück.

Wichtigste Literatur:

ERDMANNSDÖRFER, O. H.: Über Alter und Entstehung der Harzer Erzgänge. — Zeitschr. Metall und Erz, XIX, 1922.

DAHLGRÜN, F.: Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. — Z. deutsch. geol. Ges. 1927.

—: Zur Klassifikation der jungpaläozoischen Erzgänge des Harzes. — Jb. hall. Verb., 8, 1929.

KAYSER, E.: Über die Quarzporphyre in der Gegend von Lauterberg im Harz. — Dies. Jb. 1880, S. 45.

—: Das Spaltensystem am südwestlichen Abfall des Brockenmassives. — Dies. Jb. 1881, S. 412.

Klockmann, F.: Beiträge zur Erzlagerstättenkunde des Harzes. II. Zur Frage nach dem Alter der Oberharzer Gänge. — Z. prakt. Geol., 1893, S. 466.
von Koenen, A.: Das Alter der Erzgänge des Harzes. — Nachr. Ges. Wissensch., Göttingen 1894.
Lossen, K. A.: Über die Abhängigkeit der Ausfüllungsmassen der Unterharzer Erz-, Fluß- und Gangquarzspalten usw. — Z. deutsch. geol. Ges., **34**, S. 660, 1882.
Schriel, W.: Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser und Südharz. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., **93**, 1922.
Schroeder, E.: Über die Sedimentation des Jungpaläozoikums am östlichen Harzrande. — Sber. Preuß. Geol. L.-A. 1932.
Stahl, A.: Die Gänge des Oberharzes und ihre Beziehungen zur Tektonik des Ganggebietes. — Z. Lagerstättenforsch., **27**, 1920.
—: Das Problem der Oberharzer faulen Ruscheln. — Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, 1928.

Karten:

Geologische Spezialkarte von Preußen nebst Erläuterungen, 1 : 25 000.
Blatt Lauterberg (noch unveröffentlicht), Blatt Zorge, Blatt Benneckenstein, Hasselfelde, Blatt Harzgerode, Blatt Ellrich (noch unveröffentlicht), Blatt Nordhausen N. (noch unveröffentlicht), Blatt Stolberg (noch unveröffentlicht), Blatt Schwenda (noch unveröffentlicht), Blatt Hayn, Blatt Heringen, Blatt Kelbra, Blatt Frankenhausen.

Zur Gliederung und Altersstellung des oberschlesischen Randdiluviums

Von Johannes Behr und Leo von zur Mühlen in Berlin

(Hierzu Tafel 15—17 und 6 Abbildungen)

1. Morphologie und vordiluvialer Untergrund

Das breite Tal der Neiße, soweit es westöstlich gerichtet ist, trennt zwei verschiedene Landschaftsformen. Das Landschaftsbild nördlich ist ein ausgeprägt diluviales. Das Hauptcharakteristikum bilden die Endmoränenzüge, die z. T. durch markante Erhaltungszustände gekennzeichnet sind. Der nördliche Bogen verläuft aus der Gegend von Münsterberg über Boitmannsdorf nach Würben auf Bl. Arnsdorf und bricht an der breiten Niederung östlich der Straße Neiße—Grottkau ab, findet aber seine Fortsetzung in den Endmoränenbogen zwischen Kirchberg und Falkenberg. Ihm vorgelagert ist eine zweite Staffel, die nach dem Teile ihrer schönsten Entwicklung als Gießmannsdorfer Endmoräne bezeichnet wird. Dieser Bogen läßt sich verfolgen bis an den N—S gerichteten Abschnitt der Neiße.

Natürlich müssen die Höhenzüge die Entwässerung des gesamten Gebietes beeinflussen. Sie hemmen den Wasserabfluß nach Süden und zwingen ihn z. T. in eine nördliche, z. T. in eine östliche Abflußrichtung.

Unabhängig von den Hauptwasserscheiden verlaufen das Ohletal und das Krynbachtal. Beide Täler halten eine ausgesprochene S—N-Richtung inne und durchschneiden die Münsterberg-Arnsdorfer Endmoräne. Sie gehen in ihrer Anlage auf prädiluviale Zeiten zurück. Aller Wahrscheinlichkeit nach klingen in ihnen die Richtungen tektonischer Linien nach, wie sie auch den Horst des Rummelsberges begrenzen. Diese Ansicht wird erhärtet durch den Nachweis von mächtigen diluvialen Aufschüttungen, wie sie sonst im Gebiete des eingeebneten älteren Diluviums nicht angetroffen werden. So durchsank eine Bohrung im Krynbachtal bei Prieborn:

0,00 — 5,40 m Löß,
— 75,30 m Geschiebelehm,
— 75,60 m tertiärer Ton,
— 77,75 m tertiärer Sand,
— 100,0 m tertiärer Ton.

Südlich der Neiße bietet sich ein völlig anderes Bild. Hier ziehen vom Gebirge der Ostsudeten herab eine Reihe von Tälern, wie das Tal des Krebsbaches, des Grundwassers, der Weide, des Moorwassers, der Biele und des Goldbaches. Sie sind die Hauptentwässerungsadern des Gebirges nach Norden und dementsprechend durch eine starke Geschiebeführung und tiefe Erosion ausgezeichnet. Das von ihnen durchschnittene Vorland des Gebirges dacht sich in stufenförmig abgebrochenen Platten bis zum Neißetale ab. Im Untergrunde liegen hier eingeebnet kristallines Gebirge, Jungtertiär und Diluvium. Nur

hier und da werden diese Ebenen unterbrochen durch Rippen härterer kristalliner Gesteine, wie z. B. beim Goldberge bei Borkendorf und dem Höllenberge bei Giersdorf.

Wie die topographische Karte lehrt, ist die Lage des Neißeflusses im Tale durch den Zustrom aus den Seitentälern stark beeinflußt, wie z. B. bei Patschkau, Alt-Patschkau und bei Sarlowitz. Auch die Lage der Neiße zwischen Ottmachau und Stadt Neiße, ihre Verdrängung an den nördlichen Talrand und die Bildung des Steilufers dort, ist die Folge der vom Gebirge zugeführten Schuttmassen (Abb. 1).

Das kristalline Gebirge, das im großen, zusammenhängenden Zuge am Rummelsberge zutage ausgeht, taucht nach Osten unter und erscheint nur noch in einzelnen kleinen Inseln, wie bei Lindenau und Nitterwitz. Unter der Decke des tertiären und diluvialen Gebirges ist es bei Louisdorf (Bl. Marienau) in der Tiefe von 94 m als Amphibolit, bei Voigtsdorf (Bl. Arnsdorf) in der Tiefe von 63 m als kaolinisierter Granit, und schließlich unmittelbar westlich Grottkau

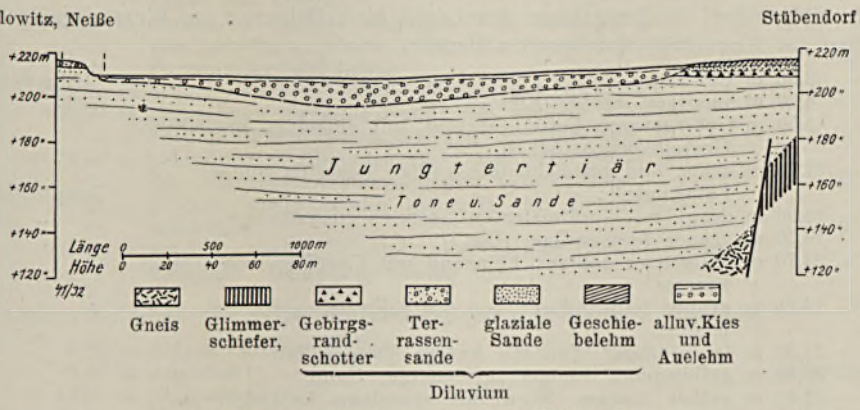


Abb. 1. Profil durch das Neißetal.

unter einer 0,30 m starken Lößdecke als über 40 m mächtiger Granitgrus erbohrt.

Es hat den Anschein, als ob der Granit im Untergrunde sich auch noch weiter nach Osten jenseits des N—S gerichteten Neißetals fortsetzt, denn in den Basalttuffen von Graase sind einwandfreie kaolinisierte Granitbrocken von uns gefunden worden. Hier wird ungefähr auch die westliche Grenze der Trias liegen, die als Keuperletten am Eingang des einen Basaltbruches ansteht, und gewisse Einschlüsse in den Tuffen sind nach unserer Meinung ebenfalls als Keuper anzusprechen.

Das kristalline Gebirge südlich der Neiße ist im Untergrunde, wo es erbohrt ist, außerordentlich tiefgründig zersetzt, so bei Alt-Wilmsdorf (Bl. Patschkau) in der Tiefe von 97,00 m, bei Stübendorf in der Tiefe von 32,40 m bis 45,60 m (nicht durchbohrt) und dann soll kaolinisierter Granit im Zuge des Weidetales zwischen der Kaolingrube von Weidenau und Kalkau wiederholt erbohrt sein.

Auch an einzelnen Talgehängen kann man die tiefgründige Zersetzungszone, in Schlesien als Faulfels bezeichnet, beobachten, z. B. im Tale bei Lentsch und am Tale des Moorwassers westlich Markersdorf. Auch die Aufschlüsse im

Marmor der Gegend von Groß-Kunzendorf zeigen, wie die Verwitterung schlotartig in das Kalkgebirge hineingreift. Dadurch wurde das Gestein in einzelne große Blöcke zerlegt und von einem Lehmmantel umhüllt.

Wie aus anderen Gegenden, z. B. aus der von Halle, bekannt ist, hat der Kaolinisierungsprozeß bereits im Mesozoikum begonnen. Es liegt kein Grund vor, für diesen Teil Schlesiens andere Vorbedingungen anzunehmen, zumal das kristalline Grundgebirge seit dem Paläozoikum ein Festland dargestellt hat. Auffällig erscheinen hier im Gebirgsvorlande wiederholt in den Bohrungen rote Verwitterungszonen. So wurde in Hausdorf bei Hohenfriedeberg in Niederschlesien folgendes Profil erbohrt:

0,00 — 14,50 m	Auelehm und Schotter	Alluvium
— 23,20 m	Tone und Kiese	Jungtertiar
— 31,50 m	kaolinisierter, weißgrauer bis grüngrauer Granit,	
— 45,50 m	desgl. mit brauneisenschüssigen Adern und Tupfen,	
— 82,20 m	stark zersetzter Granit, tiefrot, teilweise mit weißen Kaolinstreifen.	

In Stübendorf bei Patschkau durchsank eine Bohrung am Westausgang vom Oberhof im August 1930 folgendes Profil:

0,00 — 2,00 m	Löß	Diluvium
— 4,10 m	sandiger, grober Kies	„
— 5,50 m	Gebirgsrandschotter, vertont, mit einzelnen gröberen Gesteinsbruchstücken	„
— 17,10 m	graue und gelbliche feinsandige Tone bis tonige Feinsande	Jungtertiär
— 18,90 m	desgl. mit kaolinisierten Gesteinsbruchstücken	„
— 19,70 m	grauer feinsandiger Ton	„
— 23,70 m	hellgrauer toniger Feinsand mit Geröllen von Tonbreccie	„
— 24,20 m	grauer feinsandiger Ton mit zahlreichen Kaolinnestern	„
— 27,50 m	feinsandiger Ton mit harten Tongeröllen	„
— 28,60 m	gelbbrauner toniger, grusartiger Sand	„
— 32,40 m	gelber toniger Sand mit einzelnen kaolinisierten Brocken	„
— 34,40 m	ziegelroter fetter Ton	Anstehendes
— 45,60 m	violetter, mit Kaolinadern durchzogener, vertonter Glimmerschiefer mit einzelnen Quarzgängen.	Gebirge „

Es sind dies analoge Ergebnisse, wie sie K. KEILHACK von Franzensbad in Böhmen beschrieben hat. Diese abgetragene rote Gesteinsverwitterungsrinde im Gebirgsvorlande finden wir gleich andersfarbigen Verwitterungserden später wieder hineingeschlämmt in die jungtertiären Süßwasserablagerungen Schlesiens und Posens (Posener Flammenton).

Der Verwitterungsprozeß wurde die Ursache zur kristallinen Rumpffläche im Vorlande, die das Ausgangsmodell gab zu der Plattenlandschaft, die durch dem Sudetenrandbruch ungefähr parallel laufende Brüche zerlegt und nach Norden abgesunken ist.

Bei dem Neißetal zwischen Kamenz und Neiße fällt die ungewöhnliche Breite gegenüber dem heutigen Wasserlauf auf. Man darf mit Sicherheit annehmen, daß hier ein alter Grabeneinbruch vorliegt. Die im Neißetal niedergebrachten Bohrungen sprechen dafür. Die tiefsten Bohrungen liegen bei Bielau (Tiefe 181,2 m) und in der Stadt Neiße beim Wasserwerk (Tiefe 219,74 m).

Das Profil von Bielau ist im Jahre 1910 von G. GÜRICH aufgestellt und dem Bohrarchiv der Geologischen Landesanstalt entnommen.

0,00 —	1,50 m	aufgeschütteter Boden	
—	15,50 m	Geschiebelehm	Diluvium
—	17,00 m	Gebirgsrandschotter	„
—	28,00 m	Ton feinsandig	Jungtertiär
—	37,50 m	Sand feinkörnig, glimmerhaltig	„
—	49,00 m	Ton feinsandig	„
—	56,50 m	Sand feinkörnig, glimmerhaltig	„
—	62,00 m	Feinsand tonig, mergelig	„
—	83,50 m	Sand verschiedener Körnung, glimmerführend	„
—	90,50 m	Ton feinsandig	„
—	104,00 m	Sand gröber	„
—	143,50 m	Ton steinartig hart	„
—	149,00 m	Sand gröber	„
—	149,80 m	Ton steinig	„
—	168,00 m	Sand, glimmerführend, zwischen 154,5—156,0 m mit opaken Eisenerzen, rote Quarze, etwas Markasit	„
—	172,50 m	grauer Mergel mit kleinen Orbitoiden, Muschelfragmenten, kleinen Knöllchen von Nulliporen, kleinen eckigen Stücken von Lydit und Quarz	Marines Mittelmiozän
—	173,30 m	dunkler mergliger, sandiger Ton, Bruchstücke von Muscheln, kleine glänzende Schnecken und Foraminiferenschälchen	„
—	174,20 m	grauer sandiger, toniger Mergel mit Nuculiden	„
—	175,50 m	glimmerige merglige Sande mit kleinen Schälchen, Foraminiferen, Schnecken und Seeigelresten	„
—	178,90 m	kristallinisch überzuckerte Foraminiferenbreccie mit Schneckensteinkernen und Wurmröhren	„
—	180,25 m	ähnlich, mehr sandig mergelig mit Braunkohlestückchen	„
—	181,20 m	sandiger toniger Mergel voller kleiner Foraminiferen Cerithien, Dentalien, Pecten usw.	„

Beim Wasserwerk Neiße wurden folgende Schichten durchsunken:

0,00 —	4,20 m	aufgeschütteter Boden	
—	5,10 m	Auelehm	Alluvium
—	11,90 m	Neißeschotter	„
—	38,50 m	Mergelsande	Diluvium
—	54,75 m	Geschiebemergel	„
—	88,50 m	graugrüner fetter Ton	Jungtertiär
—	106,75 m	desgl. mit Lignit gemengt	„
—	130,50 m	dunkelgrau und hellgrauer fetter Ton	„
—	132,00 m	Lignit	„
—	138,00 m	mit Kaolin verkitteter Kies	„
—	147,75 m	grauer, grüngrauer und rotbrauner harter und feinsandiger Ton	„
—	149,50 m	feiner Sand mit sehr schwachem Tongehalt	„
—	151,75 m	grauer Ton	„
—	157,25 m	mittelkörniger und schwach kiesiger Sand	„
—	159,00 m	graugrüner Ton	„
—	160,40 m	feiner Sand	„
—	171,20 m	graugrüner fetter harter Ton	„
—	174,80 m	schwachmittelkörniger Sand	„
—	175,50 m	knorpeliger dunkelgrauer Ton	„
—	175,80 m	schwachkiesiger und mittelkörniger Sand	„
—	178,50 m	grauer feinsandiger Ton	„
—	182,00 m	schwachkiesiger Sand	„
—	184,00 m	graugrüner harter Ton	„
—	184,50 m	Sand	„
—	185,40 m	Ton	„
—	186,00 m	Sand	„
—	190,00 m	dunkelbrauner Ton	„

— 212,00 m	graublauer sandiger Ton	Jungtertiär
— 219,74 m	mit unzähligen kleinen Muschelbruchstücken steinhart verkittete feine Sande	Marines Mittelmiocän

Beide Bohrungen haben marines Mittelmiozän erschlossen, und zwar bei Bielau in einer Tiefe von 168 m und bei Neiße in einer Tiefe von 112 m. Dieselben Schichten sind bei Bauke in einer Tiefe von 118 m angetroffen worden. Nach einem von der Fa. Joppich, Neiße, aufgestellten Bohrregister ergab sich folgendes Profil:

0,00 — 12,00 m	Kesselbrunnen	Jungtertiär
— 43,25 m	sandiger Ton	„
— 48,50 m	gelber Ton mit Steinen	„
— 53,40 m	rotgeflammter gelber Ton	„
— 59,60 m	desgl. kiesig	„
— 63,30 m	rotbrauner Ton mit Steinen	„
— 96,15 m	sandiger Ton	„
— 102,40 m	kiesiger Ton	„
— 112,00 m	sandiger Ton	„
— 118,00 m	scharfer kiesiger Quarzsand stark wasserführend	„
— 118,50 m	Muschelbreccie	Mar. Mittelmiocän

Bezieht man die erbohrte Oberkante des marinen Tertiärs auf NN, so ergibt sich bei Neiße, daß die Oberkante auf 23 m NN, bei Bielau auf 35 m über NN und bei Bauke auf 194 m über NN liegt. Diese starken Niveauunterschiede auf verhältnismäßig kurzer Entfernung erklären sich wohl daraus, daß das Neißetal bis ins Diluvium hinein tektonischen Bewegungen unterworfen war. Daher ist analog, wie bei Prieborn, ein auffällig mächtiges Diluvium erhalten geblieben (s. Bohrregister).

Das Tertiär, soweit es Süßwasserablagerungen sind, fassen wir als Jungtertiär zusammen, da sich eine genaue Grenzziehung zwischen pliozänen und miozänen Schichten noch nicht durchführen ließ. Nur das steht fest, daß bestimmte, vom Nordikum freie Kiese, soweit sie aus abgerollten weißen Quarzen, Kieselschiefern, kaolinisierten Porphyren, einheimischen Graniten und anderem Gesteinsmaterial bestehen, ins Pliozän zu stellen sind. Schon jetzt kann man verschiedene, aus dem Gebirge heraustretende Ströme unterscheiden: die pliozänen Wässer aus dem Glatzer Bergland führen durchweg als Leitgestein kaolinisierte Porphyre, die Wasser aus der Gegend von Weidenau brachten aus dem Friedeberger Gebiete die kaolinisierten, granitischen Verwitterungsschichten, wie sie z. B. am Ostabhang des Weidetales und am Anfang der Umflutmulde des Staubeckens bei Stübendorf aufgeschlossen waren. Auch aus dem Nicklasdorf-Ziegenhalser Becken scheint über Giersdorf nach Lentsch ein besonderer Abfluß sich vollzogen zu haben. Heute findet man das Material all dieser Zuflüsse alluvial umgelagert und vermengt im Neißetal.

Nördlich der Neiße liegen noch heute große Reste jener pliozänen Kiesaufschüttungen. Sie lassen sich verfolgen über die Blätter Bechau, Lindenau, Arnsdorf, Münsterberg bis zum Kirchberg bei Deutsch-Lissa nördlich Breslau. Und, wie bereits früher erwähnt, wurden sie schon 1906 im mittleren Posen aufgefunden. Aus dem Verbreitungsgebiet muß man schließen, daß die einzelnen Flüsse bald nach Austritt aus dem Gebirge sich vereinigten und das Vorland netzartig überfluteten.

Im übrigen baut sich das Tertiär aus einer Reihe von mehr oder minder mächtigen Tonbänken auf, die teils fett, teils feinsandig, teils mit einzelnen Quarzen durchsetzt sind. Die zwischen den Tonbänken gelagerten Sande sind

von verschiedener Korngröße. Es treten hin und wieder auch in ihnen Tongerölle auf. Die Sande führen im allgemeinen reichlich Wasser und haben dadurch für die Wasserversorgung eine besondere Bedeutung. Südlich der Neiße tritt aus ihnen durchweg das Wasser artesisch zutage.

Je mehr man sich dem Gebirge nähert, desto öfters begegnen uns in der sonst zusammenhängenden tertiären Decke Lücken. Teils sind die hier wenig mächtigen tertiären Ablagerungen, die sich dem Relief der Landschaft einfügen mußten, zerstört worden, teils aber sind sie in isolierten Wannen zur Ablagerung gekommen. Daher bleiben auch die am Gebirgsrande auftretenden Braunkohlen von untergeordneter Bedeutung.

2. Das Diluvium nördlich der Neiße

Durchwandert man die erwähnten Endmoränenzüge nördlich der Neiße, so beobachtet man, daß die Höhen der Gießmannsdorfer Endmoräne sich von denen von Boitmannsdorf-Würben (Bl. Arnsdorf) durch ihre ausgeprägteren Formen wesentlich unterscheiden. Dabei ist zu bedenken, daß im nördlichen Bogen mächtige Kies- und Sandaufschüttungen überwiegen, während der südliche Bogen aus Aufpressungen des Tertiärs und darübergelagertem Geschiebelehm besteht. Der nördliche Bogen trägt alle Merkmale älterer diluvialer Landschaftsformen: die Höhen sind eingeebnet gleich einem Windschliff. Dabei liegen viele einzelne erratische Blöcke, die schon in der Vorzeit als wertvolles Baumaterial gesucht wurden, in den Höhen verstreut. Die gröberen Kiese haben der Zerstörung größeren Widerstand geboten und bilden nun Kuppen. Nach Münsterberg zu beobachtet man, daß der Kern dieser Kuppen vielfach aus pliozänen aufgepreßten Kiesen besteht. Dadurch zeigen die Kiese der Endmoränen über große Flächen weg eine starke Beimengung pliozänen Gesteinsmaterials (Taf. 16, Fig. 1).

Die Gießmannsdorfer Endmoräne zeigt einen großen geschlossenen Bogen auf Blatt Neiße. Die Formen sind so frisch, wie man sie sonst nur im baltischen Höhenrücken findet. Es ist früher darauf hingewiesen (J. Behr, 1929), daß das Gebiet nördlich der Neiße jungen Hebungen unterworfen ist. Mit diesen Vorgängen mag auch der Formenreichtum dieses Endmoränenbogens zusammenhängen, da dadurch der Erosion größerer Einfluß eingeräumt wurde.

Die relativen Höhen beider Endmoränen sind ungefähr die gleichen. Sie liegen zwischen 40 und 60 m. Morphologisch aber unterscheiden sie sich sehr wesentlich, indem der nördliche Bogen eine mächtige breite Aufschüttungsmasse darstellt, während der südliche Bogen eine mehr schmale Hügelkette bildet.

Die großen Aufpressungen des tertiären Untergrundes in dem Endmoränenbogen bei Gießmannsdorf deuten darauf hin, daß das Inlandeis hier auf einen tertiären Höhenzug traf, der das weitere Vorrücken des Eises hemmte und dadurch die Bildung dieser Staffel herbeiführte. Man kann den Gedanken nicht von der Hand weisen, daß hier bereits das Relief der Landschaftsform in großen Zügen im Tertiär vorgezeichnet war und die Gießmannsdorfer Endmoräne am Rande der Neißetalwanne nur das vordiluviale Landschaftsbild nochmals betont.

Dieses Beispiel einer Endmoräne am Rande eines großen Talbeckens im Vorlande des Gebirges ergänzt das, was bereits über die Gegend von Ingramsdorf und Weizenrodau in Niederschlesien gesagt wurde (von zur Mühlen). Die vor den Endmoränenbögen liegenden großen Senken sind die Räume für

das aus dem Gletscher abströmende Wasser. Dorthin mündeten auch die vom Gebirge kommenden Flüsse. So entwickelten sich am Gebirgsrande, entlang dem Eisrand, breite, weithin sich dehnende Sammelrinnen.

Vor beiden Endmoränen liegen breite Sanderflächen. Diese von Schmelzwässern abgesetzten Sande und Kiese gehen am südlichen Bogen allmählich über in die Terrassen des Neißetals, wie man bei Woitz beobachten kann.

3. Das Diluvium südlich der Neiße

a) Allgemeines

Der Unterschied zwischen der Landschaftsform südlich der Neiße und der nördlich der Neiße ist bereits oben erwähnt. Dem vordringenden Inlandeis bot das Gebirge Halt und nur dort, wo die zusammenhängende Gebirgswand durchbrochen wird von Einbuchtungen und weiten Tälern, schob sich das Inlandeis in Gletscherzungen vor.

Ähnlich wie im Hirschberger und Glatzer Kessel, finden wir derartige Zungen in dem Becken von Nicklasdorf und Sandhübel, 2,5 km südlich von Saubsdorf, und in dem von Zuckmantel wieder.

Dem sich zurückziehenden Eise drangen vom Gebirge her Wassermassen nach, die den lockeren Schutt nach Norden verfrachteten und so einen Prozeß fortführten, der schon im Tertiär seinen Anfang genommen hatte. Bei den Ausschachtungen in der Umflutmulde des Staubeckens von Ottmachau wurden bei Stübendorf diese pliozänen Gebirgsschotter freigelegt, die dort bis kopfgroße sudetische Gesteinsbruchstücke führten. Diese Schotterverfrachtung wurde eingeleitet durch die Heraushebung des Gebirges in der jüngsten Tertiärzeit. —

Die verschiedenartigen Kiesablagerungen am Gebirgsrande stellten uns bei der geologischen Aufnahme vor eine Reihe Fragen, die nur zu beantworten waren, wenn man ein weit über die nächsten Meßtischblätter und Landesgrenzen hinausgehendes Gebiet einbezog. Zu diesem Zwecke haben wir zunächst einmal die Gegend zwischen Jauernig im Westen und Zuckmantel im Osten begangen.

Das jenseits der Landesgrenze liegende Gebiet ist bereits vor dem Weltkriege seitens der K. K. Geologischen Reichsanstalt in die geologische Aufnahme einbezogen worden. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen, die dann in den letzten Jahren durch Studien von K. JÜTTNER ergänzt wurden, sind kürzlich niedergelegt in einer geologischen Übersichtskarte im Maßstabe 1 : 75 000, die unter der Redaktion von G. GÖTZINGER durch die Geologische Bundesanstalt in Wien herausgegeben ist. Die auf dieser Karte durchgeführte Gliederung des Diluviums weicht wesentlich von unserer Auffassung ab. Es erklärt sich dieses daraus, daß unser Ausgangspunkt für die Gliederung entgegengesetzt lag von dem unserer österreichischen Kollegen, denn unsere planmäßige Kartierung rückte vom nördlichen Flachlande nach dem Gebirge zu, und wir machten die Erfahrung, daß nur eine detaillierte Spezialaufnahme hier zum Ziele führen kann. —

b) Das Gebiet um Jauernig

Die Straße von Jauernig nach Reichenstein läuft fast gleich mit dem Sudetenrandbruch. Auf den ersten Eindruck könnte man zu derselben Auffassung kommen wie G. GÖTZINGER, der hier die Reste einer Terrassenrampe erblickt, deren Anlage er in der Tertiärzeit vermutet. Im Zusammenhang mit

unseren Aufnahmen sind wir zum Ergebnis gekommen, daß diese terrassenähnlichen Flächen lediglich aus Gebirgsrandschottern bestehen. So sieht man z. B. sehr deutlich zwischen Weißbach und Gostitz den genetischen Zusammenhang dieser dem Gebirgsrande vorgelagerten Schotter mit dem Tale des Goßbaches. Die scheinbare Terrassenrampe betont nur den hier verlaufenden Sudetenrandbruch (Taf. 16, Fig. 2).

Die langsam von hier nach dem nördlich vorgelagerten Neißetal abfallende Fläche stellte sich bei der Aufnahme nach dem Gebirge zu als eine große, breite, grobe Schottermasse heraus, die durch jüngere Flußerosion zerschnitten ist. Weiter südlich in der Gegend von Gesäß nach Stübendorf zu dehnt sich eine weite Geschiebelehmplatte unter dem Löß aus. An einzelnen Stellen sind unter dem Geschiebelehm Gebirgsrandschotter aufgeschlossen (z. B. Krebsbachtal), die am Rande des Neißetals als Terrassenkies umlagert erscheinen. Derartige Aufschlüsse liegen bei Patschkau und zwischen Alt-Patschkau und Stübendorf. Ob diese unter dem Geschiebelehm auftretenden Randschotter identisch sind mit den weiter südwärts bei Jauernig, erscheint uns zweifelhaft. Wir neigen vielmehr dazu, sie zwei verschiedenen Altersstufen zuzuweisen und sehen in ihnen eine Parallele zu den Randschotterbildungen zwischen Ziegenhals und Neiße.

Wir haben bereits auf die verschiedenen Stromrichtungen der pliozänen Schotter hingewiesen. Ähnlich verhält es sich mit den diluvialen Schotterströmen, denn sie bilden ja nur eine Fortsetzung der in früheren Zeiträumen begonnenen, abtragenden Vorgänge. Man sieht, wie aus den Tälern der Sudeten sich deltaartig vorgeschüttete Schuttkegel entwickeln. Wie man aus der obenerwähnten geologischen Übersichtskarte lesen kann, ist der eine Schuttkegel an das Tal des Kamitzbaches gebunden, der andere hängt zusammen mit den Tälern aus dem Gebiet bei Jauernig. In dem Tale des Weidebaches fehlt eine derartige Erscheinung. Das nimmt jedoch nicht wunder, wenn man bedenkt, daß das Granitgebiet von Friedeberg vom Eis bedeckt gewesen ist und wahrscheinlich auch später noch unter einer toten Eisdecke geschützt lag, als sich der Eisrand bereits nördlich des Neißetals zurückgezogen hatte.

Das Gebiet zwischen dem Weidebach und dem Moorwasser weiter im Osten stellt eine von kristallinem Grundgebirge unterbrochene Geschiebelehmplatte dar, in der an den tiefeingeschnittenen Rändern des Weidebaches und der Nebentäler nordische Sande und Kiese über dem tertiären Untergrunde ausstreichen. Die sonst im Gebiete auftretenden vereinzelten Kiesrücken sind freigelegte Linsen aus der Geschiebelehmdecke.

Einen interessanten Aufschluß bietet die auch schon von G. Götzinger beschriebene Kiesgrube am Hahnenberge bei Jauernig. Der Berg erhebt sich als ein NO—SW gerichteter, schmaler, 1,5 km langer Rücken aus der Umgebung hervor. Den Kern bilden tertiäre Quarzsande, die an der Ostseite des Höhenzuges aufgeschlossen sind. Sie werden nach dem Hangenden begrenzt durch eine kaum 10 cm mächtige Braunkohlenbank. Auf der höchsten Erhebung des Rückens liegen verschiedene Kiesgruben. Von ihnen zeigt die eine in einem 4,5 m hohen Profil folgende Schichten (Taf. 16, Fig. 3):

An der Basis stehen grobe Randschotter mit nordischen Geschieben 2 m mächtig an. Darüber liegen 0,5 m mächtige, feine, weißliche Sande, darüber folgt ein 0,10 m mächtiger Bänderton, dann 0,6 m feine Sande mit einzelnen großen Geschieben und die oberste Decke bilden 0,5—1,00 m wirr durcheinander gepackte Blöcke und Steine, die wir als Grundmoräne ansprechen. Weiter

nach Norden in der Grube liegt tonige Grundmoräne mit zahlreichen Tonstücken und steilgestellten, mit großen Steinen vermengten Kiesen, taschenförmig eingepreßt unmittelbar auf dunkelbraunen Randschottern. Ein zweiter Aufschluß liegt weiter nördlich am Bergrücken. Unter einer 1,0 m mächtigen Grundmoräne, die zahlreiche große, nordische und einheimische (Basalte) Geschiebe führt, folgen 10 cm Bänderton und dann die Randschotter, nur getrennt durch eine schmale Bank feiner Sande. An der Basis zu den Randschottern beobachtet man leichte Stauchungserscheinungen.

Morphologisch wird man diese Höhe ohne weiteres als Oserbildung ansprechen, ähnlich wie einen vollkommen unmotiviert in der Ebene bei Fuchswinkel liegenden schmalen Kiesrücken.

Die vor dem Anrücken des Eises zur Ablagerung gekommenen Randschotter wurden durch das Eis überdeckt. Das in der äußersten Eisranddecke wechselnde Leben schuf die Kiesaufschüttungen mit der darüberhängenden Grundmoränendecke. Dieser erhöhte Rücken hielt der späteren Abtragung stand.

Der Randschotterstrom des Kamitzbaches griff über das Neißetal hinüber bis an den Rand der Hochfläche. Seine Reste nördlich der Neiße finden wir heute noch als Pseudoterrassenkiese bei Nieder-Pomsdorf[1]).

Die bei Bauke in großen Kiesgruben angeschnittenen Randschotter, deren Verbreitung nach Blumental zu durch eine scharfe Terrainkante sich kenntlich macht, werden auch von Grundmoräne überlagert, die, stellenweise stark mit tertiärem Tonmaterial vermengt, zapfenförmig in die Schotter eingreift. Ihr Zusammenhang mit dem Jauerniger Strom ergibt sich durch die Lage der Aufschlüsse bei Würben und Kalkau. Die Schotter umfließen westlich und nördlich die Platte von Kalkau.

Eine merkwürdige Erscheinung an dem Rande des breiten Neißetals bildet der Hasenberg, der wie eine Insel in der flachen Umgebung liegt. In seinem Kern besteht er aus tertiärem fetten Ton, der an den Flanken bedeckt wird von Löß und Geschiebelehm. Seine Kuppe bildet grober diluvialer Kies mit einzelnen großen, nordischen Geschieben. Dieser scheinbare Inselberg[2]) verdankt seine Entstehung der Decke des groben Kieses, der eine linsenförmige Einlagerung in der Grundmoräne gewesen sein mag, wie wir sie, allerdings in bescheidenerem Ausmaße, jedoch auch geländeformend in dieser Gegend an anderen Stellen kennengelernt haben. Unter den landschaftsbildenden Kräften werden hier die äolischen im Vordergrunde gestanden haben. Ihr größtes Ausmaß erreichten sie bekanntlich in der Zeit der Lößbildung. Daß auch heute noch am Gebirgsrande große Staubwinde auftreten, beweist die Beobachtung vom Jahresende 1927, wo starke Winde in der Gegend von Nimptsch, am Eulengebirge entlang bis nach Oppeln, große Staubmassen mit sich führten und die Schneedecke damit überzogen (Taf. 17, Fig. 4).

---

[1]) Das Schloß und die katholische Pfarrkirche von Ottmachau stehen auf einer 1—1,5 m mächtigen Kulturschicht. Darunter folgen grobe Schotter (1 m), die auf tertiärem Tone liegen. Das Profil war an der Kirche seinerzeit beim Bau der Kanalisation aufgeschlossen. Es besteht die Wahrscheinlichkeit, daß auch diese Schotter Reste der Gebirgsrandschotter sind.

[2]) Wenn GELLERT (1931) das schlesische Sudetenvorland als Inselberglandschaft bezeichnet, so ist dieser Ausdruck verfehlt, da bekanntlich die Entstehung von Inselbergen an abflußlose Gebiete mit Steppen- und Wüstenklima gebunden ist. Die morphologische Gestaltung des schlesischen Sudetenvorlandes kann beim besten Willen bis heute damit nicht in Beziehung gebracht werden.

c) Das Gebiet der Biele um Sandhübel, Ziegenhals und Giersdorf

Für die Gliederung des Randdiluviums bieten die Aufschlüsse um Ziegenhals herum wertvolle Anhaltspunkte. Auf kilometerlange Erstreckungen reihen sich Aufschlüsse an Aufschlüsse. Da wir unsere Begehungen auch über die Landesgrenze hinaus ausdehnten, erreichten wir die äußersten Grenzen der nordischen Vereisung.

Das vordringende Inlandeis schob sich im Zug des heutigen Bieletales in die Nicklasdorfer-Saubsdorfer Bucht (unteres und oberes Bielebecken) bis in die Gegend von Böhmischdorf bei Freiwaldau vor und erreichte nach G. Götzinger in 485 m über NN seinen höchsten Punkt. Einen gleichen Vorgang sehen wir in dem Becken von Zuckmantel.

Da das Eis in diesen verhältnismäßig schmalen Becken eingeengt war und den sich entgegenstellenden Gebirgswänden nicht ausweichen konnte, mußte es auf den Untergrund einen besonderen Druck ausüben. Und so finden wir hier die letzten Stillstandlagen des Inlandeises bei Sandhübel und vor der Landesgrenze an der Straße Ziegenhals—Zuckmantel, gekennzeichnet durch in mächtigen Falten aufgewölbte Sande und Kiese der Vorschüttungsperiode.

In die Gegend von Sandhübel führen zwei diluviale Wege aus dem Vorland. Auf ihm vollzog sich auch aus dem Gebirge der Abtransport der Schotter, die wir als Gebirgsrandschotter bezeichnen. Der eine geht über Saubsdorf nach Groß-Kunzendorf dem Tale des Moorwassers zu und findet seine Fortsetzung in der Geschiebelehmlandschaft zwischen dem Moorwassertal und dem Weidetal. Der für unsere Ausführungen wichtigere Weg führt über Gröditz, Nicklasdorf und Giersdorf—Ziegenhals.

Die Wurzel dieser Schotterströme konnten wir noch nicht festlegen. Wir beobachteten sie aber in Sandhübel an den oben erwähnten Stillstandslagen.

In nächster Nähe der Wagnerschen Ziegeleigrube liegen eine Reihe Sandgruben. Die Achsen der aufgefalteten kiesstreifigen Sande verlaufen fast O—W, nach NO fallen die Flügel etwa 45°, nach SW mit etwa 10—12° ein. Die 12 bis 14 m hohen Profile zeigen mächtige Bänke von horizontal transgredierenden Randschottern, die die Falten direkt abschneiden. Schon im Aussehen tritt ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Sand- bzw. Kiesablagerungen hervor. Während die glazialen Sande und Kiese durch das Gletscherwasser rein und klar gewaschen sind, sind die Randschotter infolge ihres geringen Transportweges schlecht aufbereitet, weniger abgerollt, vielmehr plattig und eckig und mit Flußtrübe durchsetzt. Sie machen einen schmutzigen Eindruck (Taf. 17, Fig. 5).

Petrographisch unterscheiden sich beide Ablagerungen natürlich a priori. Jedoch führen beide Feuersteine und nordische, kristalline Geschiebe. Es nimmt dieser Gehalt selbstverständlich vom Gebirge aus nach dem Flachlande hin allmählich zu, im verstärkten Maße beim Glazialdiluvium, da ja die Randschotter ihren Gehalt an Nordikum erst nachträglich aufnehmen konnten.

Während wir im Hangenden über diesen aufgefalteten Hügeln keine Grundmoräne gefunden haben, liegen im Rücken der Höhen mächtige Bändertone, die bereits von G. Götzinger beschrieben sind und sich nach ihm bis nach Neudorf und Gröditz verfolgen lassen. Sie werden überlagert von Geschiebelehm, der weiter ins Becken nach Süden hineingreift. In die Zeit seiner Ablagerung fällt auch die Bildung der hier das Landschaftsbild charakteristisch beeinflussenden Rundhöcker (Taf. 17, Fig. 6).

Mit unserer Auffassung über die Stellung der Bändertone unterscheiden wir uns von der Auffassung G. GÖTZINGER's. Er sieht in den aufgefalteten Sanden und Kiesen von Sandhübel Deltaaufschüttungen und verlegt die letzte Stillstandslage des Eises weiter nördlich in die Nähe von Gröditz. Dadurch kommen die Bändertone vor seine letzte Stillstandslage zu liegen. Wir stimmen aber mit GÖTZINGER überein, wenn er aus dem oberen Bieletalbecken einen begrenzten Überlauf annimmt in der Richtung Saubsdorf—Groß-Kunzendorf und die Entstehung des heutigen Bieleengtales zwischen Sandhübel und Breitenfurt beim Rückzuge des Inlandeises. Dieses neue Bieletal ist bekanntlich, wie die geologische Karte zeigt, vollkommen in das Kristallin eingeschnitten und verläuft auf dieser Strecke widersinnig zum alten Bieletal.

Der Überlauf von Saubsdorf ist von untergeordneter Bedeutung geblieben, denn die auf diesem Wege abgelagerten Gebirgsrandschotter haben nicht einmal Groß-Kunzendorf erreicht. Dagegen lassen sich die Gebirgsrandschotter auf dem östlichen Abflußwege am linken Bieletal über Kohlsdorf nach Giersdorf und Umgebung in zusammenhängenden Bänken verfolgen.

Bevor die Biele bei Ziegenhals das Gebirge verläßt, wiederholt sich das gleiche geologische Bild, wie wir es bei Sandhübel sahen, bei Nicklasdorf. Nach dem Durchbruch bei Breitenfurt öffnet sich das untere Bielebecken, in dem das große Dorf Nicklasdorf liegt. Nach Osten wird das Becken durch die devonischen Quarzit- und Phyllitschiefer des Holzberges abgeriegelt. Die Nord- und Westseite bilden heute diluviale Ablagerungen. Auch hier konnten wir nachweisen, daß die Biele erst ihren Weg weiter westlich vom heutigen Durchbruch genommen hat. Eine Bohrung an der neuen Siedlung an der Straße Ziegenhals—Nicklasdorf, die ungefähr auf der Paßhöhe steht, durchsank folgende Schichten:

0,00 — 2,00 m	glazialer Sand	Diluvium
— 6,50 m	oberer Gebrigsrandschotter	
— 7,50 m	glazialer Sand	
— 11,30 m	Geschiebelehm	
— 19,00 m	glazialer Sand	
— 20,50 m	Geschiebelehm?	
— 38,00 m	unterer Gebirgsrandschotter	
— 41,50 m	glazialer Vorschüttungssand	
— 60,00 m	zersetztes kristallines Grundgebirge.	

Diese Bohrung ergänzt die Aufschlüsse der Kiesgruben am Galgenberg. Es wurde dort von oben nach unten folgendes Durchschnittsprofil beobachtet:

1. Gebirgsrandschotter, 1 m mächtiger Rest, wirr durcheinander gelagertes Geröll plattig und eckig;
2. hellbrauner Geschiebelehm, der taschenförmig in das Liegende eingreift, bis 3,5 m mächtig;
3. Bänderton, etwa 15 cm;
4. grobe Kiese mit faustgroßen Geröllen und Sandzwischenlagen, viel Nordikum einschließend, auskeilend, bis 1,5 m mächtig;
5. nordische kiesstreifige Sande, kreuzgeschichtet, in der Nähe vom Geschiebelehm gestaucht, bis 8 m mächtig.

In der oben erwähnten Bohrung wurde das Anstehende erst erreicht im Niveau des heutigen Bieleflusses. Dieser ehemalige Abfluß des unteren Bielebeckens war verhältnismäßig schmal, gegen 400 m, da bereits unweit des Zollhauses Ziegenhals an der Nicklasdorfer Straße die anstehenden Quarzite wieder zutage gehen. Das heutige Bieletal verläuft auch hier als Engtal im kristallinen

Gebirge, und zwar auch wieder östlich von seiner früheren Durchbruchstelle (Abb. 2):

Wiederum finden wir unsere Beobachtung bestätigt, daß überall da, wo sich dem Eis bei seinem Vorrücken ein größerer Widerstand entgegensetzte, es zu erheblichen Aufschüttungen kam. Die Ausläufer des Holzberges, die sich wie ein Damm vor das untere Bielebecken legen, bewirkten die diluvialen Aufschüttungen und schufen so die Ziegenhalser Schwelle, die ähnlich den Bergen bei Sandhübel einer Stillstandslage des Eises gleichkommt. So wurde der Nicklasdrfer Kessel als unteres Bielebecken abgeriegelt.

Daß es uns möglich wurde, die Lagerungsverhältnisse bei Giersdorf in einem Längsprofil darzustellen, ermöglichten zahlreiche Aufschlüsse in Kiesgruben, die am Osthange des Giersdorfer Tales liegen.

Die Lage des Profiles, das von etwa 370 m auf 285 m über NN fällt, ist aus dem beigegebenen Kartenausschnitt zu ersehen. Als Normalprofil ergibt sich folgende Schichtenfolge (Abb. 3 u. 4):

N S

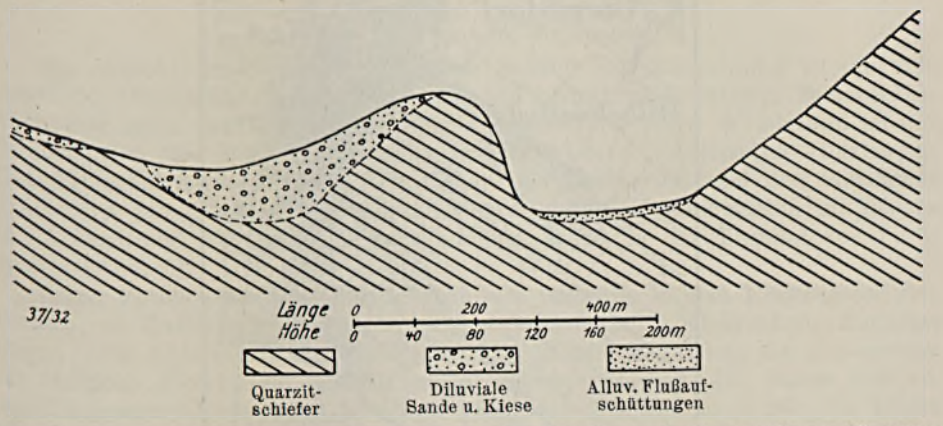


Abb. 2. Querprofil durch das Bieletal vom Steinbruch a. d. Freiwaldauer Chaussee bis zum Holzberg.

Unter einer schwachen, oftmals zerstörten Lößdecke liegen Gebirgsrandschotter. Sie werden unterlagert von einem Geschiebelehm, der stellenweise zerstört ist. Darunter folgen mächtige, glaziale, nordische, kiesstreifige Sande. Unter diesen folgt nochmals Gebirgsrandschotter. An einer Stelle (Grube 4a) konnten wir im Hangenden dieser Schotterbank einen 2 m mächtigen braunen Geschiebelehm, der schwachwellige Schichtung zeigt, nachweisen.

Die beiden Gebirgsrandschotterbänke unterscheiden sich durch ihren Gehalt an nordischen Geschieben. Wenn sie auch natürlich vorwiegend aus einheimischen Gneisen, Quarzen, Quarziten und anderen kristallinen Schiefern der Sudeten sich zusammensetzen, so führt die jüngere (obere) Bank mehr Nordikum, als die ältere (untere). Wir fanden außer Feuerstein roten Ostseeporphyr, Hälleflinte, Grönklittporphyrit, Ålandrapakiwi und Dalarnemikrogranit. Wir beobachteten ferner, daß außer einer sehr wenig ausgesprochenen deutlichen Schichtung das Gesteinsmaterial der jüngeren Bank auffällig wenig abgerollt ist, sondern vielmehr aus ausgesprochen eckigen und plattigen Steinen

besteht und einen schmutzigeren Eindruck macht, als dasjenige der älteren Bank, Der obere Schotter läßt sich fast lückenlos durchs ganze Profil verfolgen. Er ist außerdem aufgeschlossen auf der linken Talseite unweit Kohlsdorf. Die bisher beobachtete größte Mächtigkeit dieser Schotter betrug 3 m in der Kies-

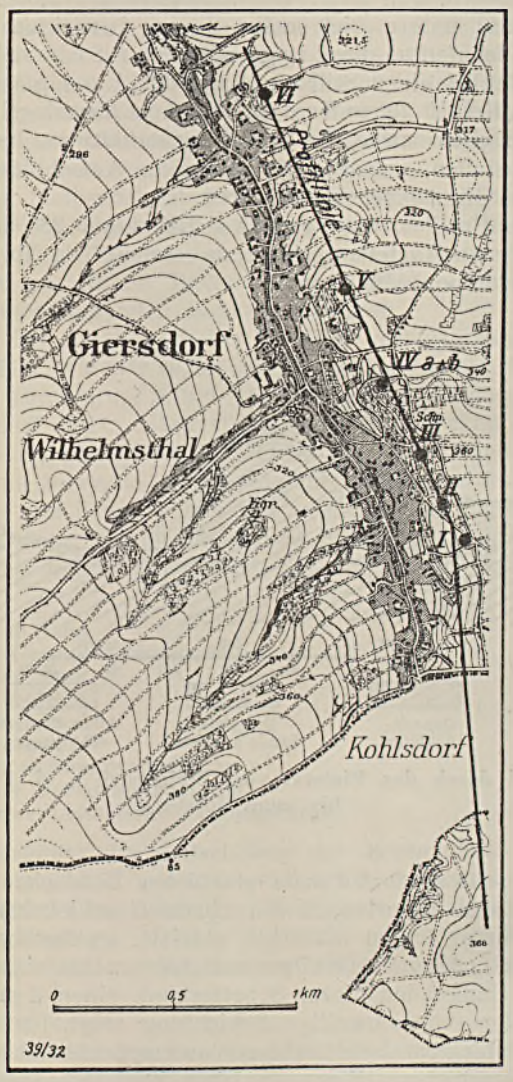


Abb. 3. Kartenausschnitt zur Profillinie Abb. 4.

grube 1. Dagegen ist er in der Kiesgrube 6 nur in Resten erhalten. Der untere Schotter ist ausgezeichnet aufgeschlossen in der Grube 4 a und 6. Seine Mächtigkeit betrug dort 5—6 m. Daß der obere Geschiebelehm in geringer Mächtigkeit erhalten ist und nur die in den Untergrund taschenförmig eingreifende Zone verblieb, ist auf die zerstörende Wirkung der dem Tallauf folgenden Schotter

zurückzuführen, ein Vorgang, der dabei auf den Zug der Schotterablagerung beschränkt bleibt.

Die nordischen, glazialen, kiesstreifigen Sande bilden ein durchlaufendes Mittel von größeren Mächtigkeiten bis 15 m.

Der jüngere Schotterstrom, den wir von Sandhübel über Kohlsdorf nach Ziegenhals und Giersdorf verfolgen konnten, ließ sich über den Nordausgang von Giersdorf hinaus zunächst nicht verfolgen. Es muß hier eine Ablenkung der Schotterströme erfolgt sein, da sich quer zu ihnen der kristalline Riegel des Höllenberges vorlegt. Wir werden dieser Frage weiter nachgehen, vermuten aber jetzt schon eine Abbiegung nach Osten, da wir bei Mohrau in einer Kiesgrube unmittelbar östlich des Dorfes am Hopfenberge die unteren Randschotter wiederfanden, überlagert von mächtigen, glazialen, kiesstreifigen Sanden und Geschiebelehm. Diese untere Schotterbank verbreitert sich bis in das Neißetal hinein und überschüttet die ganze Fläche zwischen Kupferhammer und der Stadt Neiße. In ihnen zirkuliert ein starker Grundwasserstrom, der sich bei den Neubauten im Süden der Stadt wenig angenehm bemerkbar machte.

d) Das Becken von Zuckmantel

Das östlich von Ziegenhals gelegene Becken von Zuckmantel ist ein vollkommenes Analogon zu dem beschriebenen oberen und unteren Bielebecken. Auch hier stieß das Eis zungenförmig vor und fand einen Widerstand an den Ostausläufern des aus devonischen Quarzitschiefern aufgebauten Holzberges. Das Eis schob sich zwischen den Höhen des Holzberges und den nördlichen Ausläufern der Bischofskoppe hindurch und brachte Geschiebelehm im Becken zur Ablagerung, wie man ihn aufgeschlossen sieht in der Ziegelei vor Zuckmantel (Abb. 5).

Einen Einblick in die hier aufgeschüttete Schwelle in dem Eingangstor zum Becken von Zuckmantel gewähren zahlreiche Sand- und Kiesgruben. Zunächst zeigen diese Aufschlüsse Geschiebelehm über glazialen Sanden, die stellenweise die deutliche Einwirkung des Eisdruckes erkennen lassen. Die Sande sind zumeist kreuzgeschichtet. Ihr Einfallen geht nach NO und nach SO. Sie bilden mit bedeutender Mächtigkeit den Hauptbestand der Schwelle. Auf sie legen sich, je näher wir dem Becken kommen, Gebirgsrandschotter. So sehen wir in einer Kiesgrube an der Höhe 412 westlich der Straße nach Zuckmantel 4 m mächtige Randschotter aufgeschlossen mit nordischen roten Porphyren. Die oberen Horizonte sind sehr grob und mit kopfgroßen Geröllen durchsetzt. Im allgemeinen sind die Schotter plattig und eckig und wenig abgerollt. Dazwischen finden sich schwache Bänke von feineren Kiesen, wodurch das ganze Profil geschichtet erscheint. Unter den Gesteinen herrschen Quarze und Quarzitschiefer aus dem Anstehenden der Gegend vor. Die ganze Bank ist dunkelbraun gefärbt und mit schwarzen manganschüssigen Streifen durchzogen. Im Liegenden folgen glaziale Sande mit Einlagerungen von Kiesbänken und auffallenden rötlichen Zwischenschichten. Diesen Sanden sind die Randschotter muldenförmig eingelagert und haben eine Mächtigkeit von 5 m. Unter ihnen folgen dann feine Kiese mit viel Nordikum. Es ist eine 2 m mächtige Bank aufgeschlossen (Abb. 6).

Den größten Aufschluß in den Randschottern bieten zwei Gruben unmittelbar bei dem Seitenweg östlich vom „Golf von Florenz", dem Gasthause an der Landesgrenze. Die Grube auf dem Tschechoslowakischen Staatsgebiet liegt hart am Innenrande der Schwelle. Sie zeigt ein 80 m langes und 8 m hohes



Profil. Die Decke bildet nach N zu brauner Geschiebelehm bis 1 m mächtig, der taschenförmig in das Liegende eingreift. Nach S zu fehlt er. Darunter folgen grobe steinige, wenig abgerollte, jedoch deutlich geschichtete Gebirgsrandschotter. Ihnen sind feinere Kiesbänke zwischengelagert. Nordikum wurde von uns nicht gefunden. Diese Gebirgsrandschotter sind sattelförmig aufgewölbt. Die Sattelachse verläuft etwa O—W. Nach N fallen die Flügel mit etwa 20°, nach S mit etwa 10—15° ein. Die Kiesgrube auf deutscher Seite zeigt ähnliche Lagerungsverhältnisse. Hier liegt ein steilgestellter Geschiebelehm auf gefalteten Randschottern. Mit diesen sind auch die liegenden kiesstreifigen, glazialen Sande aufgefaltet, die hier mit einer 30 cm mächtigen Bändertonbank wechsellagern.

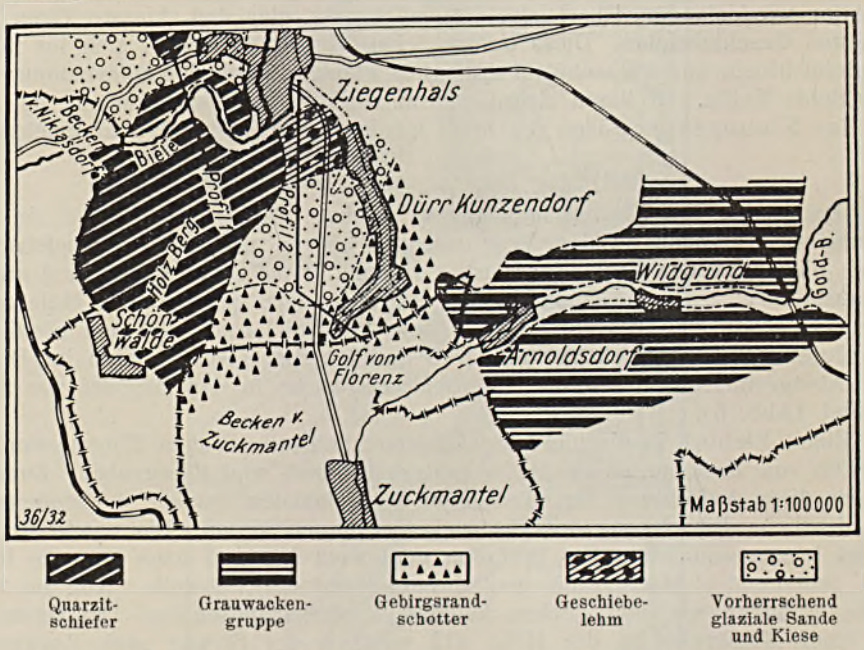


Abb. 5. Bieledurchbruch bei Ziegenhals und das Becken von Zuckmantel.

Dieser Schotterstrom begleitet den Innenrand der Schwelle und umfließt sie, um dann im Zuge von Dürr—Kunzendorf nach N in das Bieletal einzubiegen. Längs der Dorflage von Dürr—Kunzendorf bieten die Aufschlüsse dafür zahlreiche Belege. Durchweg überlagern die Schotter die glazialen, meist kreuzgeschichteten kiesigen Sande.

Die Schotter haben eine auffällig schmutzige Farbe, die sich durch das ganze Schotterprofil gleichmäßig zeigt. Diese Erscheinung wird nach unserer Meinung nicht erklärt durch lokalen Verwitterungsprozeß, denn sonst bleibt die Frage offen, warum die in gleicher Höhe liegenden glazialen Sande und Kiese nicht ähnliche Veränderungen zeigen. Vielmehr begründet ist es, daß diese Gebirgsrandschotter die äußeren Zeichen der Verwitterung schon bei ihrer Verfrachtung aus dem Gebirge trugen.

Bei Ziegenhals fand das Inlandeis vor dem Gebirgsrande eine buchtförmige Einsenkung, die vielleicht in Zusammenhang gebracht werden muß mit einem

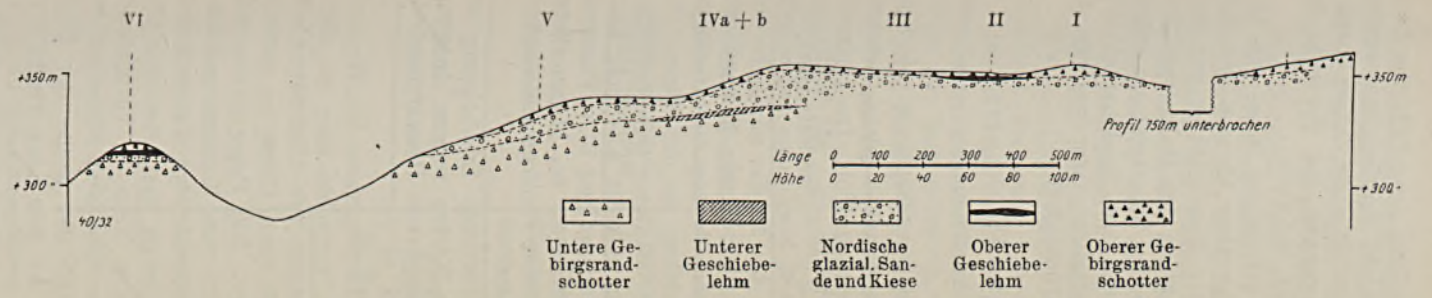


Abb. 4. Profil gleichlaufend mit dem Osthang des Giersdorfer Tals, Bl. Kaindorf.

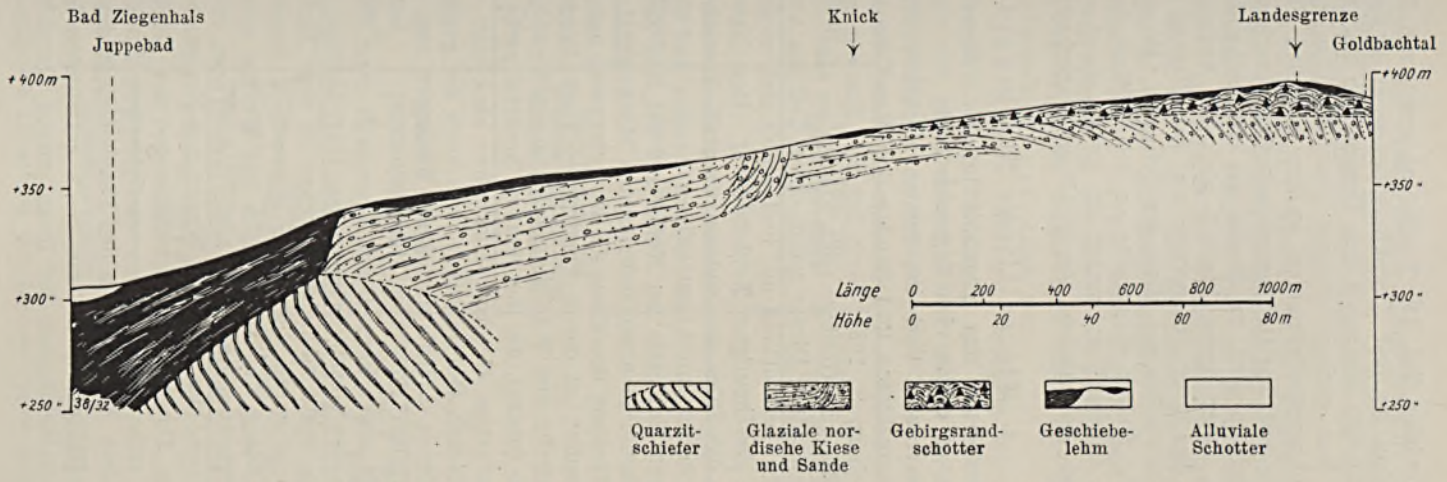


Abb. 6. Profil 2 von der Landesgrenze (Golf von Florenz) nach Bad Ziegenhals (Wiese beim Juppebad).

vordiluvialen Tal. Die Vertiefung wurde mit Geschiebelehm ausgefüllt, der beim Juppebad im Bad Ziegenhals bei 45 m Teufe noch nicht durchsunken worden ist. Die von hier nach dem Becken von Zuckmantel vorstoßende Zunge brachte einen nur geringmächtigen Geschiebelehm zur Ablagerung und bewirkte die Stauchungserscheinungen an den glazialen Sanden der Schwelle.

Die auf den Gebirgsrandschottern taschenförmig erhaltenen Reste von Geschiebelehm sind zu deuten als ein nochmaliger schwacher Vorstoß der Eiszunge, unter deren Einfluß auch die Aufwölbung der Randschotter vor sich ging. Bei ihrer Ablagerung war der Eisrand angelehnt an den Holzbergrücken und reichte bis zur Mitte der Schwelle. Er zwang so den Schotterstrom östlich vorbei. Später veranlaßte er den Abfluß des Beckens von Zuckmantel sich einen neuen Weg weiter im Osten durch das kristalline Grundgebirge zu wählen. So entstand der Goldbachtalabschnitt bei Arnoldsdorf.

4. Die zeitliche Stellung des Randdiluviums

Wenn wir das Ergebnis unserer vorstehenden Ausführungen zusammenfassen, so ergibt sich folgendes Bild:

Die ersten Vorboten der nordischen Vereisung hatten in Gestalt von Vorschüttungskiesen und Sanden den Rand des Gebirges erreicht (siehe Bohrung Ziegenhals, S. 198). Noch lag der Eisrand selbst weit nördlich. Da verfrachteten die vom Gebirge nach Norden zu abströmenden Wasser den dort liegenden Gebirgsschutt. Dieser nahm einen Teil des vorhandenen Nordikums auf seinem Weg in das Vorland auf und schob sich stellenweise bis an das nördliche Gehänge des heutigen Neißetals vor. Der inzwischen vorrückende Eisrand, der bis in die Täler der Sudeten vorgriff, überschüttete und überzog diese Gebirgsrandschotter mit kiesstreifigen Sanden und Geschiebelehm. In der Wanne des heutigen Neißetals bei Neiße und bei Bad Ziegenhals ist dieser Geschiebelehm noch heute in einer bedeutenden Mächtigkeit erhalten. Als die Alt-Neiße nach dem Rückzug des Eises die Hauptterrasse auf Blatt Kamenz und Blatt Frankenstein schuf, zu deren Fortsetzung nach Norden die Schotter bei Münsterberg, Steinkirche und Wäldchen gehören, entwickelten sich neue Gebirgsrandschotterströme (obere), die das heutige Neißetal nicht erreichten.

Derartige Gebirgsrandschotter sind eine weit verbreitete Erscheinung am schlesischen Gebirgsrande, wie auch die geologischen Karten zeigen. In einer besonderen Arbeit sind diese Bildungen aus der Gegend von Hohenfriedeberg beschrieben (VON ZUR MÜHLEN, 1928).

Ein neuer Vorstoß des Eises griff zwar über die Hauptterrasse von Kamenz (Reste des Geschiebelehms bei Dürr-Hartha) hinweg, erreichte aber im allgemeinen seine südlichste Grenze in dem Endmoränenzug von Gießmannsdorf. Dadurch wurde die Neiße gezwungen, ihren Abfluß nach Osten zu suchen. Es entstand der Durchbruch bei Wartha und Baitzen. Die Folge davon war eine Ausräumung der Schottermassen aus dem Becken von Kamenz und eine Zerstörung der über die Wanne des Neißetales hinweggreifenden Randschotter.

Die Durchbrüche der Biele und des Goldbaches durch das kristalline Gebirge stehen mit älteren staffelartigen Rückzügen des Eises in Verbindung. Nach dem Abschmelzen des Eises schließt der Löß die diluvialen Bildungen ab.

Auffällig ist, daß die S—N gerichteten Wasserläufe der Neiße, der Biele und des Goldbaches bei ihren jungen Durchbrüchen ihr Bett nach Osten verlegen. —

Auf Veranlassung der Direktion der Geologischen Landesanstalt wurde unser Kollege Dr. Hesemann beauftragt, in zahlreichen Aufschlüssen des hier in Frage stehenden Gebietes Geschiebeanalysen durchzuführen, um weiteres Material für die Gliederung zu gewinnen.

Als Resultat ergab sich, daß nördlich der Neiße in den kiesigen Sanden der Gießmannsdorfer Endmoräne die kristallinen Geschiebe zu 50 % aus Südschweden, zu 30 % aus der Ostsee und Dalarne und zu 20 % von den Ålandsinseln und Finnland stammen. Im hangenden Geschiebelehm verteilen sich die nordischen Geschiebe zu 40 % auf Åland und Finnland, zu 40 % auf Mittelschweden und die Ostsee und der Rest auf Südschweden.

Die Geschiebeführung ist charakteristisch für die Saale-Eiszeit, und zwar so, daß der Geschiebelehm dem Warthestadium entsprechen würde.

Wir schließen uns dieser Unterteilung der Saaleeiszeit nicht an, da die räumliche Trennung von dem Warthegebiet zu erheblich ist.

Die Ablagerungen südlich der Neiße führten kristalline Geschiebe von den Ålandsinseln und aus Finnland. Ziemlich häufig sind vertreten Gesteine aus dem mittleren Schweden und aus Dalarne. Völlig zurück treten die Gesteine aus Südschweden. Überall finden sich Dalasandsteine. Auch kommen

Glazial und Interglazialzeiten	Diluvium nördlich der Neiße	Diluvium im Zuge der Biele	Diluvium des Beckens von Zuckmantel
III Weichsel-Eiszeit	Löß	Löß	Löß
2 Saale-Weichsel Interglazialzeit	Terrasse bei Woitz	Neiße Erosion	
II Saale-Eiszeit	Geschiebelehm / Glaziale Sande u. Kiese	Durchbruch bei Wartha und Baitzen Abfluß nach Osten	
1 Elster-Saale Interglazial	Neiße-Schotter (Hauptterasse auf Bl. Kamenz und Bl. Frankenstein [3])	Oberer Gebirgsrandschotter	Geschiebelehm / Oberer Gebirgsrandschotter bei Zuckmantel
I Elster-Eiszeit		Geschiebelehm / Glaziale Sande u. Kiese	Geschiebelehm / Glaziale Sande und Kiese
		Unterer Gebirgsrandschotter	
		Glaziale Vorschüttungssande	

[3]) In einer besonderen Arbeit wird die Urbettung der Glatzer Neiße und Freiwaldauer Biele behandelt.

zwischen Schubertskrosse und Johannaburg Beyrichienkalke vor. Derartige Geschiebegemeinschaften sind kennzeichnend für die Elstervereisung.

Nach HESEMANN's Untersuchung bildet folglich die Neiße die Grenze zwischen Saale- und Elstervereisung. —

Diese Ergebnisse sind von besonderem Interesse deshalb, weil HESEMANN auch in der Grafschaft Glatz und am Sudetengebirgsrande in der Freiburger Gegend nur die für die Elstervereisung charakteristischen Geschiebegemeinschaften antraf. Somit wird die bisherige Auffassung von zwei dort vorhandenen Eiszeiten widerlegt.

Demnach scheint in Schlesien die älteste Vereisung am weitesten nach Süden vorgedrungen zu sein.

Die Ergebnisse sind eine Stütze für unsere Gliederung, wie wir sie in nachstehender Tabelle dargestellt und auf anderem Wege gefunden haben. Herr JOSEF UWIRA, Fachlehrer in Adelsdorf bei Freiwaldau, hat aus den Schottern, Kiesen und Sanden des Randdiluviums in der Bielegegend mit großem Fleiß einige tausend Feuersteine gesammelt, bei denen der Verdacht einer Bearbeitung bestand. Die nähere Untersuchung durch unseren Kollegen Prof. Dr. FRITZ WIEGERS hat ergeben, daß lediglich Zufallsprodukte vorliegen. Auch dieser Befund stützt unsere Auffassung über die Altersstellung. Wir werden unsere Arbeiten am Gebirgsrande fortsetzen und die Gliederung nachprüfen.

5. Zusammenfassung

1. Im Ausgehenden des Inlandeises am oberschlesischen Sudetenrand gliedern wir das Diluvium mit Hilfe der vom Gebirge herabkommenden Schotterströme, für die die Bezeichnung „Gebirgsrandschotter" eingeführt wird.

2. In der Altersstellung des Diluviums nördlich und südlich der Neiße, im Abschnitt zwischen Wartha und Neiße, zeigt sich ein bemerkenswerter Unterschied. Südlich der Neiße konnten nur Ablagerungen der ersten oder Elstervereisung nachgewiesen werden, nördlich der Neiße nur die der zweiten oder Saaleeiszeit, wenn man absieht von der Lößbildung, die ja die dritte oder Weichseleiszeit repräsentiert.

Auf die Gegend bezugnehmende Literatur:

BEHR, J.: Bericht über die Aufnahme des Blattes Lindenau. — Dies. Jb. 1923.
—: Die Entwicklung des Tertiärs und Diluviums im Grenzgebiet von Nieder- und Oberschlesien. — Sber. pr. geol. L.-A. 1929.
—: Das Staubecken von Ottmachau (O/S). — Sber. pr. geol. L.-A. 1930.
BERG, G.: Einige grundsätzliche Bemerkungen zu den Erscheinungen der nordischen Vereisung am Sudetenrande. — Z. deutsch. geol. Ges. **80**, S. 215—224. Berlin 1928.
FRIEDENSBURG, F.: Das Braunkohlen führende Tertiär des Sudetenvorlandes zwischen Frankenstein und Neiße und die Altersfrage der schlesischen Braunkohlen. — Dies. Jb. 1914, **1**, S. 154—217.
FRIEDRICH, E. G.: Exkursion in das Becken des alten Stausees zwischen Wartha und Camenz. — Z. deutsch. geol. Ges. **56**. Berlin 1904.
—: Die glazialen Stauseen des Steinetals bei Möhlten und des Neißetals zwischen Wartha und Camenz. — Ges. Erdk. Berlin 1906.
GELLERT, J. F.: Geomorphologie des mittelschlesischen Inselberglandes. — Z. deutsch. geol. Ges. **83**, S. 431—447. Berlin 1931.
GÖTZINGER, G.: Einige Diluvialprofile im Kartenblatt Jauernig und Weidenau und deren Deutung. — Verh. K. K. geol. Reichsanst., S. 95—104. Wien 1913.
—: Morphogenetische Beobachtungen am Nordfuße des Reichensteiner Gebirges (im westlichen Schlesien). — Mitt. K. K. geogr. Ges. Wien, **58**, S. 271—302. Wien 1915.

Hesemann, J.: Quantitative Geschiebebestimmungen im norddeutschen Diluvium. — Dies. Jb. **52**, 1931.
—: Das Glazialdiluvium Dänemarks, Hollands und Norddeutschlands vom geschiebekundlichen Standpunkt aus. — Geol. Rdsch. **32**, S. 145—155. Berlin 1931.
Jüttner, K.: Das nordische Diluvium im westlichen Teile von Österr.-Schlesien. — Z. mähr. Landesmus. **12**, S. 209. Brünn 1912.
Keilhack, K.: Lateritische Verwitterungsbildungen auf der präoligozänen vogtländisch-erzgebirgischen Fastebene im Untergrunde von Franzensbad in Böhmen. — Z. deutsch. geol. Ges. **82**, S. 368. Berlin 1930.
Leppla, A.: Zur Frage des glazialen Stausees im Neißetal. — Z. deutsch. geol. Ges., Berlin 1906.
von zur Mühlen, L.: Über den Zusammenhang von Talerweiterungen und Endmoränen im Gebiet von Zobten, Schweidnitz und Striegau. — Dies. Jb. **42**, S. 694 bis 696. Berlin 1921.
—: Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrande. — Dies. Jb. **49**, S. 530—536. Berlin 1928.
Olbricht, K.: Die Gliederung des schlesischen Diluviums. — Jber. schles. Ges. vat. Kultur, 1913.
—: Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens. — Dies. Jb. **42**, S. 341—351. Berlin 1921.
Wunschik, A.: Das Randgebiet des Posener Tons in Mittelschlesien. — Steinbruch und Sandgrube **24**. Halle a. d. S. 1925.
Zeuner, F.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neiße. — Diss. Breslau 1928.

Über das Unterkarbon auf Blatt Goddelsheim am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges

Von Werner Haubold, Dortmund

(Hierzu Tafel 18 und 4 Textabbildungen)

Inhaltsübersicht:

Seite

A. Einleitung 208
B. Morphologie und Tektonik des Arbeitsgebietes 209
C. Stratigraphischer Teil 210
I. Kieselige Schiefer, Lydite und Kieselkalke der Stufe I, II und ? III H. Schmidt 211
II. Die tonig-grobklastischen Sedimente der Stufe III H. Schmidt 212
a) Zone III α 213
b) Grenzzone α/β 215
c) Zone III β 216
d) Zone III γ 220
1. Teilzone III γ_1 221
2. Teilzone III γ_2 221
3. Teilzone III γ_3 223
D. Faziesunterschiede innerhalb der einzelnen Zonen 224
E. Die eruptiven Einlagerungen in den Kieselkalken 229
F. Abweichende Sedimentationsverhältnisse auf dem Eruptivhügel 235
G. Zusammenfassung und Gesamtfossilliste 237
Paläontologischer Anhang 238
Literaturverzeichnis 245

A. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist ein weiterer Beitrag zur Geologie des Culms am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges im Anschluß an zwei Arbeiten, die Herr Prof. Dr. Born durch seine Schüler Claus (1928) über die Elsoffer Kulm-Mulde und Hoeck (1929) über den Culm an der Edertalsperre ausführen ließ. Insbesondere galt es einerseits durch eingehende stratigraphische Untersuchungen die drei Zonen der *Glyphioceras*-Stufe H. Schmidt's schärfer zu fassen und nach Möglichkeit eine weitere Gliederung derselben durchzuführen, andererseits auf Grund einer derartig weitgehenden faunistischen Gliederung Rückschlüsse auf die Sedimentationsverhältnisse im oberen Culm zu ziehen. Abgesehen von den grundlegenden Arbeiten von H. Schmidt (1925) und von Brüning (1920) war für die stratigraphische Bearbeitung die Abhandlung Bisat's (1928) über die karbonischen Goniatitenzonen in England wertvoll. In der Zusammenarbeit mit Dipl.-Ing. Kobold (1930), der gleichzeitig eine Arbeit über die Stratigraphie der Oberharzer Culmschichten anfertigte, fanden die faunistischen Untersuchungsergebnisse manche Bestätigung.

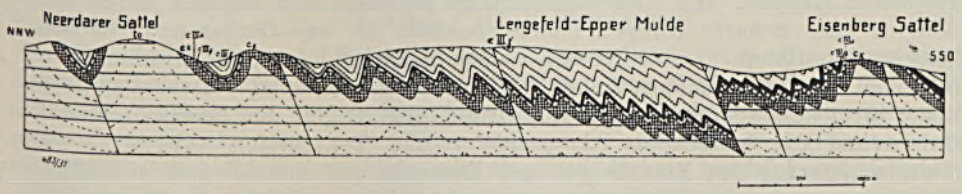
Eine eingehendere Behandlung fand die Einlagerung von Diabasen und Diabastuffen in den Kieselkalken bei Welleringhausen.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. Born, möchte ich an dieser Stelle für die rege Anteilnahme und Förderung, die er dieser meiner Arbeit angedeihen ließ, auf das verbindlichste danken. Für die Einführung in die Bestimmung der Goniatiten sowie für manchen späterhin erteilten Rat bin ich Herrn Prof. Dr. H. Schmidt, Göttingen, zu größtem Dank verpflichtet. Die Brachiopodenbestimmungen verdanke ich zumeist Herrn Prof. Dr. W. Paeckelmann, Berlin. Die Bearbeitung des Trilobitenmaterials übernahm freundlicherweise Herr Prof. Dr. R. Richter, Frankfurt.

B. Morphologie und Tektonik des Arbeitsgebietes

Bearbeitet wurden die Culmschichten auf Blatt Goddelsheim. Tektonisch liegt dieses Gebiet am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges im nördlichen Teil der großen Culmmulde, die von Paeckelmann (1928, S. 382) mit Waldecker Hauptmulde bezeichnet wird. Im Norden schließt an die Waldecker Hauptmulde der Ostsauerländer Hauptsattel an. Die südliche Grenze bildet der Kellerwald.

In einer größeren Spezialaufsattelung — dem Neerdarer Sattel — tritt das Devon am Nordrand von Blatt Goddelsheim noch einmal zutage. Der ganze übrige Teil dieses Blattes wird von Culmsedimenten, und zwar vorwiegend von



Schematisches Profil durch den nördl. Teil von Bl. Goddelsheim.

Abb. 1. Schematisches Profil durch den nördlichen Teil von Blatt Goddelsheim.
Zeichenerklärungen: to = Oberdevon, ck = Culmkieselschiefer u. -kalke, cIIIα = Alaunschiefer (Zone IIIα u. IIIα/β, cIIIβ = Tonschiefer (Zone IIIβ), cIIIγ = Tonschiefer u. Grauwackenschiefer (Zone IIIγ)

Culmgrauwackenschiefern eingenommen. Das Devon kommt erst wieder im Kellerwald zum Vorschein.

Der Neerdarer Devonsattel sinkt nach Osten hin mit zwei Spezialsätteln ein. Das Devon des südlichen Sattels verschwindet bei Rhena unter den Culmschichten. Gleichmäßig lagern am Südflügel dieses Sattels, der sich vom Büh-Sonder-Werbelberg bis zum Goddelsberg hin verfolgen läßt, dem Oberdevon die Culmschichten von den Kieseligen Schiefern bis zu den Grauwackenschiefern an. In einem schmalen Höhenzuge, der sich vom Kuhtenberg, westlich Welleringhausen, bis nach Rhena hinzieht, treten noch einmal Lydite und Kieselkalke zutage. Weiter südlich sind nur noch Bänderschiefer und Grauwackenschiefer aufgeschlossen. Erst im Höhenzuge, der sich vom Eisenberg bei Goldhausen über den Eschenberg bei Hillershausen bis nach Medebach hin erstreckt, kommen wieder Lydite und Kieselkalke, ganz vereinzelt auch etwas Devon hervor. Die tektonischen Verhältnisse sind in dem schematischen Profil (Abbildung 1) wiedergegeben.

Im ganzen betrachtet stellt die Waldecker-Hauptmulde eine ganz flache Einsenkung dar. Spezialauffaltungen erster Ordnung innerhalb dieser flachen Mulde sind der Neerdarer Sattel und der Eisenberg-Eschenberg-Sattel. Das Muldentiefste der zwischen diesen beiden Sätteln liegenden großen Spezialmulde

verläuft ungefähr in der Linie Lengefeld—Eppe. Es finden sich hier die jüngsten Culmsedimente, die dickbankigen Grauwacken. Der Südflügel der Lengefeld-Epper Mulde ist steiler gestellt als ihr Nordflügel. Der südliche Teil der Mulde ist ungefähr im Muldentiefsten schwach auf den nördlichen überschoben.

Neben der Spezialfaltung erster Ordnung ist eine solche höherer Ordnung vorhanden. Diese Kleinfaltung ist verhältnismäßig einfach am Südflügel des Neerdarer-Sattels. Nach der Lengefeld-Epper Mulde zu wird sie immer intensiver und erreicht ihre größte Intensität am Nordflügel des Eisenberg-Sattels. Die vielen kleinen Spezialsättel sind nach Norden überkippt. Viele kleine Überschiebungen treten auf. Der Südflügel des Eisenberg—Eschenberg-Sattels ist wieder verhältnismäßig einfach gebaut. Erst weiter nach Süden zu setzt wieder lebhaftere Kleinfaltung ein.

Überschiebungen und Querverwerfungen von größerem Ausmaße sind nicht vorhanden. Die Sättel und Mulden lassen sich weit im Fortstreichen verfolgen.

Morphologisch hebt sich der nördliche Teil von Blatt Goddelsheim vom südlichen stark ab. Die verschiedene Widerstandsfähigkeit der oberdevonischen und der unterculmischen Sedimente führt im Norden zur Heraushebung mehr oder weniger breiter Höhenzüge. Der oberdevonische Pönsandstein bildet flachgerundete Kuppen. Die Kieselschieferzüge zeichnen sich dagegen durch spitze Kuppen aus. Scharfe Kuppen bilden ebenfalls die aus Diabas und Diabastuff bestehenden Höhen. Im Gegensatz zu den Kieselschiefern, die weithin zu verfolgende Höhenzüge bilden, haben die aus Eruptivmaterial bestehenden Höhen keine streichende Fortsetzung. Zur Talbildung neigen die Basisschichten des Culms und die hangenden Alaunschiefer und Tonschiefer. Abgesehen vom Kieselschieferzug des Eisenberges und Eschenberges sind im ganzen südlichen Teil keine markanten Höhenzüge vorhanden. Die mächtigen eintönigen Grauwackenschiefer bilden Hochflächen, aus denen nur hin und wieder eine stärkere Grauwackenpartie herausragt.

C. Stratigraphischer Teil

Das Unterkarbon ist in der normalen ostsauerländischen Culmfazies entwickelt. Auf Grund der petrographischen Ausbildung der Schichten lassen sich folgende Horizonte vom Hangenden zum Liegenden unterscheiden:

8. **Dickbankige Grauwacken,**
7. **Grauwackenschiefer,**
6. **Bänderschiefer,**
5. **Tonschiefer,**
4. **Vorwiegende Alaunschiefer,**
3. **Vorwiegende Kieselkalke,**
2. **Vorwiegende Lydite,**
1. **Kieselige Schiefer.**

Diese petrographischen „Horizonte" lassen wohl eine relative Altersbestimmung in einem eng begrenzten Gebiete zu, insofern die Aufeinanderfolge der einzelnen „Horizonte" von den kieseligen Schiefern im Liegenden über die Kieselschiefer, Alaunschiefer, Tonschiefer, Grauwackenschiefer bis zu den Grauwacken im Hangenden immer gewahrt bleibt, daß also die Grauwackenkomplexe immer jünger sind als die Grauwackenschiefer und diese wiederum jünger als die Schichtenfolge der reinen Tonschiefer. Zur absoluten Altersbestimmung sind sie dagegen nicht geeignet. Auf das verschiedene Alter der Grauwacken ist bereits mehrfach hingewiesen worden, u. a. von HOECK (1929, S. 31) und

Kühne & Paeckelmann (1929, S. 1235). Im Dillgebiet gehören sie in die IIIα-Zone. An der Edertalsperre gehören sie in die IIIβ-Zone. Weiter nach Norden wandern sie in immer höhere Zonen.

Neben diesem kontinuierlichen Faziswechsel in nord-südlicher Richtung bestehen außerdem noch lokale, durch das Relief des Meeresbodens bedingte Faziesunterschiede. Eine einwandfreie stratigraphische Gliederung der Culmsedimente, die einen Vergleich mit anderen Gebieten möglich macht, ist daher nur auf paläontologischer Grundlage durchführbar.

Eine Sonderstellung nehmen die unteren Culmschichten ein. Sie lieferten keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien. Eine Gliederung ist hier nur auf Grund ihrer petrographischen Beschaffenheit möglich. Die oberen Culmschichten dagegen lassen sich ohne große Schwierigkeiten paläontologisch unterteilen.

Meiner Arbeit zugrunde gelegt habe ich die Gliederung des Unterkarbons nach H. Schmidt in

III. *Glyphioceras*-Stufe,
II. *Pericyclus*-Stufe,
I. *Protocanites*-Stufe.

I. Kieselige Schiefer, Lydite und Kieselkalke der Stufe I, II und ? III H. Schmidt

Der Übergang vom Oberdevon zum Culm vollzieht sich ohne Diskordanz, ohne jegliche Andeutung einer Unterbrechung der Sedimentation, durch allmähliches Übergehen der oberdevonischen Dasberg-Schichten in die schwarzen kieseligen Schiefer des Culms. Über wulstigen Kalksandsteinen (Pönsandstein) liegen 6—7 m kalkige Tonschiefer mit einzelnen dichten bis feinkörnigen grauen Kalkbänken, darüber 9—10 m graue tonig bis sandige, feinglimmerige Schiefer, die im oberen Teil dunkler und härter werden und so ohne scharfe Grenze zu den tiefschwarzen kieseligen Schiefern, dem untersten Culmhorizont, überleiten.

Die kieseligen Schiefer sind in ihrem unteren Teil feinschiefrig ausgebildet und spalten ebenflächig. Nach dem Hangenden zu werden sie dickbankiger und gehen in den Horizont der vorwiegenden Lydite über. Sie sind tiefschwarz gefärbt, bei der Verwitterung werden sie rostbraun. Bemerkenswert ist der Gehalt an feinen Glimmerblättchen und Schwefelkieskonkretionen, die bei der Verwitterung Hohlräume bilden. Die kieseligen Schiefer erreichen eine Mächtigkeit von durchschnittlich 10—15 m. Der Horizont der vorwiegenden Lydite ist im nördlichen Teil von Blatt Goddelsheim nur schwach entwickelt. Er ist hier 5—6 m mächtig. Im oberen Teil der kieseligen Schiefer und in den Lyditen sind gelegentlich bituminöse Kalkbänke eingelagert, die bis 20 cm mächtig werden. Abgesehen von den Radiolarien in den Lyditen und von einzelnen verkohlten Holzstücken in den kieseligen Schiefern sind diese Schichten fossilleer.

Über den dunkel gefärbten kieseligen Schiefern und Lyditen folgt der Horizont der vorwiegenden Kieselkalke. Dieser Horizont besteht aus hellgrauen, polyedrisch zerklüftenden, kieseligen Gesteinen mit wechselndem Kalkgehalt. Der Kalkgehalt schwankt zwischen 0—100 %, so daß zwischen reinen Kieselgesteinen und reinen Kalkbänken alle Übergänge vorhanden sind. Meist erfolgt der Wechsel derart, daß über einer reinen Kieselschieferbank mit scharfer Grenze eine Kalkbank auftritt, die nach oben hin allmählich wieder in Kieselschiefer übergeht. Die reinen Kalkbänke werden

bis zu 30 cm mächtig. Eine Ausnahme bildet eine 1 m starke Kalkbank am Bahnhof Lelbach-Rhena. Diese Kalkbänke sind linsenförmig eingelagert, ohne an bestimmte Horizonte gebunden zu sein. Untergeordnet treten in diesem Horizont gelbgrau gefärbte, lettig verwitternde Tonschieferlagen auf. Zu erwähnen sind die gelegentlich beobachteten, millimeterdünnen Lagen, die vorwiegend aus großen Muskowit-Blättchen bestehen.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen von Diabasen und Diabastuffen nördlich Welleringhausen. Die Aufschlüsse sind teilweise sehr gut und lassen die konkordante Einlagerung in den oberen Kieselkalken gut erkennen. Der auf dem Meeresboden entstandene Eruptionshügel hat von der Umgebung abweichende Sedimentationsbedingungen geschaffen, so daß über der eruptiven Einlagerung örtlich eng begrenzte, fazielle Unterschiede vorhanden sind. Auf die eruptive Tätigkeit und ihre Folgeerscheinungen werde ich in besonderen Abschnitten näher eingehen.

Im oberen Teil des Kieselkalkhorizontes treten wieder vereinzelt dunkle Lyditbänke auf. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Kieselkalke beträgt im nördlichen Teil von Blatt Goddelsheim 25 m. In dem Kieselschieferzug von Goldhausen—Hillershausen treten die Kieselkalke zugunsten der Lydite mehr zurück.

Die kieseligen Schiefer sind, abgesehen von ihren Radiolarien, vollkommen fossilleer. Die Kieselkalke enthalten nur eine sehr spärliche Fauna. Es fanden sich nur ganz vereinzelt kleine Brachiopoden und Crinoidenstielglieder, im einzelnen

Chonetes (Chonetes) laguessianus DE KON.
Rhynchonella pappracea ROEM.
Schellwienella cf. *crenistria* PHILL.
Spirifer sp. (glattschalig, mit starken Zahnstützen).
Crinoidenstielglieder.

Stratigraphisch ist keins der vorgenannten Fossilien verwendbar. Goniatiten wurden nicht gefunden.

Erst in den hangendsten Kieselkalken, in den Übergangsschichten zu den vorwiegenden Alaunschiefern setzt eine Goniatitenfauna ein. Sie erwies sich im Sinne von H. SCHMIDT zur Stufe III gehörig. Die Stufen I und II sind vermutlich in den kieseligen Schiefern und Lyditen vertreten. Ob und wieweit die Kieselkalke noch zur Stufe II oder bereits zur Stufe III gehören, bleibt ebenfalls unklar.

II. Die tonigen und grob-klastischen Sedimente der Stufe III H. SCHMIDT

Die Kieselkalke gehen ohne scharfe Grenze in den Horizont der vorwiegenden Alaunschiefer über, die ihrerseits wieder zu dem nächst höheren Horizont der Tonschiefer überleiten. Aus diesen milden Tonschiefern entwickelt sich durch Einschaltung sandiger Lagen der Horizont der Bänderschiefer. Der Einfluß der grob-klastischen Komponente wird nach dem Hangenden zu immer stärker. Aus den millimeterdünnen sandigen Lagen des Bänderschiefer-Komplexes entstehen einige Zentimeter starke Grauwackenlagen (Horizont der Grauwackenschiefer) und schließlich bis zu 1 m mächtige Grauwackenbänke (Horizont der dickbankigen Grauwacken).

Diese gesamten Schichtenkomplexe gehören ausnahmslos zur Stufe III H. SCHMIDT, und zwar ist diese Stufe vollständig in ihnen vertreten.

Die Stufe III wird von H. Schmidt untergliedert in:

Zone IIIγ mit *Glyphioceras granosum*,
Zone IIIβ mit *Glyphioceras striatum*,
Zone IIIα mit *Glyphioceras crenistria*.

Da sich bereits in dem von mir untersuchten Gebiet die petrographischen und die faunistischen Horizonte überschneiden, indem z. B. der untere Teil der γ-Zone im Norden bei Bömighausen—Rhena aus milden Tonschiefern, im Süden bei Hillershausen aus Grauwackenschiefern besteht, ist eine stratigraphische Gliederung der klastischen Sedimente nur mehr auf faunistischer Grundlage durchführbar. Die Fossilfunde ermöglichen eine derartige Gliederung ohne große Schwierigkeiten.

Körperlich erhaltene Fossilien wurden so gut wie gar nicht gefunden. Das ganze Material ist flachgedrückt. Die Unterscheidung der einzelnen Arten der Gattung *Glyphioceras* stützt sich in der Hauptsache auf die Verschiedenartigkeit der Skulptur. Die Ausbildung der Anwachsstreifen und der Spiralstreifen bei den verschiedenen Arten ist so charakteristisch, daß auf Grund dieser Merkmale nicht nur die obigen Zonen mit Sicherheit festgestellt werden konnten, sondern auch eine weitere Untergliederung in Teilzonen möglich war.

Folgende Profile aus der Stufe III wurden untersucht:

Profil	Nachgewiesene Zonen
Bahneinschnitt östlich der Straße Rhena-Schweinsbühl	IIIα, IIIα/β, IIIβ_4, IIIγ_2
Steinbruch am Nordausgang von Rhena	IIIα, IIIα/β, IIIβ_2, IIIγ_2
Einschnitt am Bahnhof Lelbach-Rhena	III$\alpha\,\beta$, III$\beta_{1,2,5}$, IIIγ_2
Südosthang der Höhe 584	IIIα, IIIβ, IIIγ_2
Bömighausen südöstlicher Steinbruch an der Straße nach Alleringhausen	IIIα/β, III$\beta_{1,2,3,5}$
Nordhang des Kuhten-Berges	IIIα, IIIα/β, IIIβ_5
Südwestfuß des Eschenberges	IIIα/β, III$\beta_{4,5}$
Steinbruch am Nordausgang von Bredelar	III$\alpha'\beta$, III$\beta_{2,5}$, IIIγ_1
Südwestfuß der Orthelle bei Bredelar	IIIβ_5, III$\gamma_{1,2}$
Lengefeld, Grauwackenbruch „Altewiese“	IIIγ_3
Thal-Jtter	IIIβ_5

Hinzu kommen noch verschiedene Einzelfundpunkte in den Kieselkalken und den Zonen IIIα, IIIα/β, IIIβ und IIIγ.

a) Zone IIIα

Die Zone IIIα setzt in den hangendsten Kieselkalken unvermittelt ein. Die Fauna ist hier noch sehr spärlich. Sie entwickelt sich dann aber sehr schnell in den über den Kieselkalken liegenden, vorwiegenden Alaunschiefern. Dieser

petrographische Horizont besteht aus einer Wechsellagerung von kieseligen Alaunschiefern mit Lyditen, Kieselkalken, graublauen zähen Kalkbänken und Tonschieferlagen. Die Alaunschiefer sind in frischem Zustande schwarz gefärbt, bei der Verwitterung nehmen sie eine hellgraue Farbe an. Dieser ungefähr 6 m mächtige Schichtenkomplex gehört zum größten Teil der Zone IIIα an.

Das Leitfossil der IIIα-Zone, *Glyphioceras crenistria* PHILL., tritt vereinzelt in den Alaunschieferlagen auf. Zahlreicher ist es in den kalkigen Lagen. Besonders häufig ist es in einer blaugrauen bis grauschwarzen, dichten harten Kalkbank. Diese *crenistria*-Kalkbank liegt im Steinbruch am Nordausgang von Rhena etwa 6 m über den Kieselkalken, an der oberen Grenze der vorwiegenden Alaunschiefer. Durch eine 10 cm mächtige, dunkle, kalkige Tonschieferlage wird sie zerlegt in eine 18 cm starke Unterbank, die nur wenige Exemplare von *Gl. crenistria* enthält und eine 20 cm mächtige Oberbank mit zahlreichen körperlich erhaltenen Individuen in allen Größen. Das Innere der Goniatiten besteht aus kristallinem Kalk. Meist sind nur die Windungen in dem dunklen Kalk angedeutet. Infolge der zähen Beschaffenheit des Gesteines gelingt es nur selten, gute Exemplare zu gewinnen, die Lobenlinie oder Skulpturelemente zeigen. Bei der Verwitterung wird das Innere der Goniatiten zuerst herausgelöst. Es entstehen dadurch Löcher, die der Bank ein typisches Aussehen verleihen und das Vorhandensein derselben am besten zu erkennen geben. Außer im Steinbruch bei Rhena konnte ich diese *crenistria*-Bank im Bahneinschnitt östlich der Straße Rhena—Schweinsbühl, im Steinbruch südöstlich Bömighausen, am Ostfuß der Höhe 584 und bei Welleringhausen feststellen.

Sowohl in ihrer petrographischen Beschaffenheit als auch in ihrem Fossilinhalt entspricht die *crenistria*-Bank den von WEIGELT (1919, S. 168) im Oberharz beobachteten Grenzkalkbänken, und der von CLAUS (1928, S. 247) in der Elsoffer Kulm-Mulde festgestellten Goniatitenbank. Ferner ist sie auch der Goniatitenbank NEBE's bei Hagen gleichzusetzen, von der NEBE (1911, S. 421) sagt: „Die fast nur Goniatiten *(Glyphioceras crenistria)* enthaltende Goniatitenbank besteht aus einem sehr dichten, graugrünen Kalk. Das Innere der Goniatiten ist oft mit kristallinem Kalkspat ausgefüllt". PAECKELMANN (KÜHNE & PAECKELMANN, 1929, S. 1243) beobachtete die gleiche Bank im nordöstlichen Sauerland. Innerhalb der IIIα-Zone stellt die *crenistria*-Bank somit einen markanten Horizont dar, der sich vom Harz bis nach Hagen i. Westf., und von der Lahn bis nach Brilon hin verfolgen läßt.

Außer dem typischen *Gl. crenistria* PHILL. fand ich eine dem *Glyphioceras crenistria* var. *globoides* H. SCHMIDT ähnliche Form. Diese Varietät fand sich teilweise sehr zahlreich in Alaunschiefern der unteren α-Zone. Besonders häufig ist sie im Bahneinschnitt östlich der Straße Rhena-Schweinsbühl. Ferner fand ich sie im Steinbruch nördlich Rhena, am Südwestfuß des Sonnenberges und am Südwestfuß des Stunzenberges bei Flechtdorf.

Neben *Gl. crenistria* sind in der IIIα-Zone die Gattungen *Nomismoceras* und *Pronorites* häufig. Abgesehen von *Nom. grimmeri* sind alle zu diesen beiden Gattungen gehörenden Arten auch in der β-Zone vorhanden.

Pronorites cyclolobus PHILL. ist besonders in zwei Alaunschieferbänken stark vertreten. Die Exemplare sind flachgedrückt und lassen meist nur die Windungen erkennen. Lobenlinien sind selten erhalten, von der Skulptur sind nur gelegentlich die engstehenden feinen Rippen sichtbar.

Von der Gattung *Nomismoceras* ist *Nom. germanicum* H. Schmidt gleichmäßig in der ganzen α-Zone verteilt. *Nomismoceras grimmeri* Kittl beobachtete ich in einer 3 cm starken dunklen Tonschieferbank im Bahneinschnitt Rhena im untersten Teil der Alaunschiefer unmittelbar über den Kieselkalken. Die in dieser Bank häufigen Exemplare lassen die Merkmale dieser Art sehr gut erkennen. Mit Kittl's (1904, S. 677, Taf. 21, Fig. 18—24) Abbildungen von *Tetragonites grimmeri* stimmen die Fundstücke gut überein. In dem Culm von Sarajevo kommt *Nom. grimmeri* ebenfalls zusammen mit *Gl. crenistria* vor, und zwar in solcher Menge, daß dieses Genus die anderen Goniatiten an Zahl weit übertrifft. Nebe (1911, S. 473) bezeichnet diese Form als *Glyph.* aff. *reticulatum* und weist auf die Horizontbeständigkeit dieser Art im Culm der Gegend von Balve-Iserlohn hin, und zwar erwähnt er sie von Oese aus den höchsten Lagen der vorwiegenden Kieselkalke (Nebe, 1911, S. 430). Es besteht hier also eine gute Übereinstimmung mit dem Funde bei Rhena. Neuerdings fand Paeckelmann bei Brilon *Nom. grimmeri* ebenfalls in der α-Zone. Andere Fundpunkte sind mir nicht bekannt. *Nom. grimmeri* scheint demnach auf die IIIα-Zone beschränkt zu sein.

Posidonia becheri Bronn bedeckt in Exemplaren aller Größen ganze Schichtflächen der Alaunschiefer. Vorwiegend sind es starkgerippte, große Formen. Ebenso wie die Glyphioceraten erreichen die Posidonien ihren Höhepunkt in der IIIβ-Zone. Im Verhältnis zu den oben genannten Goniatitengattungen und den Posidonien treten die anderen Fossilien an Individuenzahl stark zurück. Bemerkenswert sind noch die zahlreichen Stengel von Asterocalamiten und Pteridophyllen in den Alaunschiefern. Die folgenden Fossilien wurden in der IIIα-Zone gefunden:

Glyphioceras crenistria Phill.
Glyphioceras crenistria cf. var. *globoides* H. Schmidt.
Pronorites cyclolobus Phill.
Sagittoceras sp.
Nomismoceras germanicum H. Schmidt.
Nomismoceras grimmeri Kittl.
Nomismoceras ? frechi Kittl.
Orthoceras striolatum H. v. Meyer.
Orthoceras scalare Goldf.
Chonetipustula concentrica (Sarres, em. Kays.).
Chonetes (Chonetes) longispinus F. Römer.
Chonetes (Tornquistia) politus M'Coy.
Rhynchonella papyracea Römer.
Glattschalige Brachiopoden.
Posidonia becheri Bronn.
Aviculopecten papyraceus Morris.
Aviculopecten sp.
Chaenocardiola haliotoidea Roemer.
Chaenocardiola sp.
Lophocrinus minutus Roem.
Crinoidenstielglieder.
Zaphrentis sp.

b) Grenzzone IIIα/β

Der Übergang von der α-Zone in die β-Zone vollzieht sich allmählich. Oberhalb der *crenistria*-Kalkbank treten zwei *Glyphioceras*-Arten auf, die ihrer Skulptur nach eine Mittelstellung zwischen den α- und den β-Glyphioceraten einnehmen. Es sind dies *Glyphioceras intermedium* Kobold und *Glyphioceras spirifer* Roemer.

Die Faunenfolge in den Grenzschichten ist folgende:

Gl. striatum
Gl. striatum (wenig) + *Gl. spirifer*
Gl. spirifer + *Gl. intermedium*
Gl. spirifer (wenig) + *Gl. intermedium* (viel)
+ *Gl. crenistria* (wenig)
Gl. crenistria (als Hangendstes: *crenistria*-Kalkbank).

Eine scharfe Grenze ist zwischen der α-Zone und der β-Zone nicht vorhanden. Es ist deswegen ratsam, eine Grenzzone auszuscheiden, die durch *Glyphioceras intermedium* und *Glyphioceras spirifer* charakterisiert ist. BRÜNING (1920, S. 7) hat am Nordrand des Sauerlandes ebenfalls eine Grenzschicht (G st/c) zwischen der *crenistria*-Zone und der *striatum*-Zone festgestellt.

Verhältnismäßig gut aufgeschlossen ist die Grenzzone α/β im Steinbruch östlich Bömighausen, im Steinbruch am Nordausgang von Rhena und im Bahneinschnitt östlich der Straße Rhena—Schweinsbühl. Sie liegt hier an der Grenze der vorwiegenden Alaunschiefer und der milden Tonschiefer. Die Mächtigkeit der Grenzzone α/β beträgt 0,80—1,00 m.

Von Bedeutung ist in dieser Grenzzone eine Tonschieferbank mit überaus zahlreichen Exemplaren von *Nomismoceras germanicum*, und zwar liegt sie in der oben angegebenen Faunenfolge dort, wo *Gl. spirifer* und *Gl. intermedium* zusammen auftreten. Diese *Nomismoceras*-Schicht entspricht den von BISAT (1928, S. 123) in England im gleichen Niveau angegebenen *Nomismoceras*-Beds. Bemerkenswert ist auch die relative Häufigkeit von großen Sagittoceraten.

Abgesehen von *Gl. crenistria* PHILL. im Liegenden und von *Gl. striatum* striatum Sow. im Hangenden, konnte ich in der Grenzzone α/β folgende Fauna sammeln:

Glyphioceras intermedium KOBOLD.
Glyphioceras spirifer RÖMER.
Glyphioceras sp.
Nomismoceras germanicum H. SCHMIDT.
Prolecanites serpentinus PHILL.
Münsteroceras truncatum PHILL.
Sagittoceras aff. *brüningianum* H. SCHMIDT.
Sagittoceras sp.
Goniatites sp.
Orthoceras scalare GOLDF.
Orthoceras striolatum H. v. MEYER.
Orthoceras sp.
Chonetes (Tornquistia) politus M'COY.
Chonetes (Chonetes) laguessianus DE KON.
Chonetes (Plicochonetes) waldschmidti PAECK.
Orthis (Schizophoria) ? resupinata (MARTIN).
Spirifer macrogaster A. ROEMER.
Posidonia becheri BRONN.
Aviculopecten sp.
Cylindraspis aprathensis R. & E. RICHTER.
Cylindraspis sp.
Rhacopteris paniculifera STUR bzw. *lindseaeformis* KIDST.

c) Zone IIIβ

Die IIIβ-Zone setzt dicht über den Alaunschiefern ein. Sie besteht in der Gegend von Bömighausen ganz aus milden, teilweise kalkigen Tonschiefern. Weiter südlich, bei Hillershausen, ist der oberste Teil der β-Zone in Bänderschieferfazies entwickelt. Die Mächtigkeit der β-Zone schwankt in dem untersuchten Gebiet zwischen einigen Zentimetern und ca. 10 m. Über die Mächtig-

keitsänderungen und die faziellen Unterschiede wird weiter unten im Zusammenhang berichtet.

Sedimentpetrographisch von Interesse ist eine 35 cm mächtige Einlagerung in den Tonschiefern im Steinbruch südöstlich Bömighausen an der Straße nach Alleringhausen im untersten Teil der β-Zone. Sie besteht zu unterst aus ganz feinen, sich fettig anfühlenden, hellgelben Schiefern, die nach oben hin in bis zu 2 cm starke, fast ausschließlich aus großen Muskovitblättchen bestehende Lagen übergehen. Ähnliche Glimmerlagen, allerdings nur 1—2 mm mächtig, treten an der oberen Grenze der β-Zone auf. Die letzteren konnten in allen Aufschlüssen in der Teilzone 5 beobachtet werden.

In der III β-Zone erreichen die Glyphioceraten ihre größte Entwicklung. *Glyphioceras striatum* erfüllt mit seinen verschiedenen Varietäten ganze Schichtflächen. Körperlich erhaltene Exemplare sind auch hier nicht vorhanden. Die Unterscheidung der einzelnen Arten beruht in der Hauptsache auf der Variabilität der Skulptur. Es lassen sich 6 verschiedene Formen unterscheiden:

Glyphioceras striatum striatum Sow.,
Glyphioceras striatum falcatum Roemer,
Glyphioceras striatum elegans Bisat,
Glyphioceras striatum waldeckense n. subsp.,
Glyphioceras waddingtoni Bisat,
Glyphioceras crenistriatum Bisat.

Hoeck (1929) hat zuerst den Versuch gemacht, auf Grund einiger dieser Arten eine Unterteilung der β-Zone durchzuführen. Kurz darauf erschien von Bisat (1928) eine Abhandlung über die karbonischen Goniatitenzonen in England, in der er Horizonte, die durch einzelne dieser Arten charakterisiert sind, anführt. Ich habe daraufhin die β-Zone eingehend untersucht, um die stratigraphische Verwendbarkeit der obigen *Glyphioceras*-Arten zu prüfen.

Die Untersuchung bot insofern Schwierigkeiten, als infolge der geringen Mächtigkeit der β-Zone einzelne Horizonte leicht übersehen werden konnten, zumal wenn sie in dem betreffenden Aufschluß wenig fossilführend waren. Die Aufschlüsse, in denen die β-Zone nur einige Zentimeter mächtig ist, schieden von vornherein aus. Es war nur ein Aufschluß vorhanden, in dem die β-Zone vollständig in etwa 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist, und zwar im Hangenden des Kieselschieferbruches südöstlich Bömighausen an der Straße nach Alleringhausen. In anderen Aufschlüssen, in denen nur Teile der β-Zone zugänglich waren, fand die in obigem Aufschluß festgestellte Reihenfolge der einzelnen Horizonte ihre Bestätigung. Bei Hillershausen ließ sich im oberen Teil der β-Zone, der hier stärker entwickelt ist als bei Bömighausen, ein Horizont ($III\beta_1$), der bei Bömighausen nicht, wohl aber in England und im Oberharz festgestellt werden konnte, ausscheiden. Meine Untersuchungen führten zu folgendem Ergebnis.

An der Basis der β-Zone erscheint als erster typischer Vertreter *Glyphioceras str. striatum* zusammen mit *Gl. spirifer* Roemer. *Gl. str. striatum* ist in der ganzen β-Zone verbreitet, charakterisiert aber insofern den untersten Teil derselben (Teilzone 1), als er hier allein vorkommt. Erst in höheren Schichten tritt *Gl. str. falcatum* hinzu (Teilzone 2). In dieser Teilzone ist es besonders eine Bank, die sich durch zahlreiche große Exemplare von *Gl. str. falcatum* und *Gl. str. striatum* auszeichnet. Es folgen dann die Teilzone 3 mit *Gl. str. elegans*, die Teilzone 4 mit *Gl. waddingtoni* und die Teilzone 5 mit *Gl. str. waldeckense* n. subsp. und *Gl. crenistriatum:*

Teilzonen der Zone III β H. Schmidt

5. *Gl. str. waldeckense* n. subsp. u. *Gl. crenistriatum*,
4. *Gl. waddingtoni*,
3. *Gl. str. elegans*,
2. *Gl. str. falcatum*,
1. *Gl. str. striatum*.

Diese Teilzonen sind nicht streng voneinander getrennt. Das Leitfossil der jeweiligen Teilzone erreicht hier die größte Häufigkeit. In der liegenden Teilzone erscheinen bereits an das Leitfossil der nächsthöheren Teilzone anklingende Formen. Auch typische Leitformen können untergeordnet in der nächsthöheren oder tieferen Teilzone auftreten. So kommt z. B. *Gl. str. elegans* (Teilzone 3) vereinzelt in der *falcatum*-Zone (Teilzone 2) vor. Nie konnte ich aber *Gl. str. elegans* unterhalb der Teilzone 2 feststellen; ebenso fehlt *Gl. str. falcatum* in den Teilzonen 4 und 5.

Die gleiche Fauna und die gleiche Verteilung derselben innerhalb der β-Zone hat Kobold (1930) im Oberharz feststellen können. Auch hier liegt eindeutig über dem *falcatum*-Horizont *Gl. str. elegans* und weiterhin *Gl. waddingtoni* und *Gl. str. waldeckense* n. subsp. Es sei hier auch auf die gute Faunenübereinstimmung sowohl in der α-Zone und der Grenzzone α/β, als auch in der γ-Zone zwischen Oberharz und dem nordöstlichen Sauerland hingewiesen.

In England stellte Bisat (1928) ebenfalls über einer *falcatum*-Zone eine *elegans*-Zone fest. Abgesehen hiervon bestehen auch in den anderen Leithorizonten mannigfache Analogien zwischen England und dem östlichen Sauerland und dem Harz.

Im Widerspruch zu diesen Beobachtungen stehen die Angaben Hoeck's (1929). In seiner Arbeit „Über den Culm an der Edertalsperre" unterscheidet er in der hier über 250 m mächtig werdenden β-Zone drei Subzonen, und zwar gibt er für die untere Subzone *Gl. elegans* Bisat als Leitform an, für die mittlere *Gl. str. striatum* und für die obere *Gl. str. falcatum*. Da infolge der großen Mächtigkeit und der stark gestörten Verhältnisse ein einwandfreies Profil durch die β-Zone dort nicht vorhanden ist, war es für Hoeck überaus schwierig, eine stratigraphische Horizontierung vorzunehmen, und ein Fehlschluß sehr leicht möglich, zumal Beobachtungen über die Verteilung der einzelnen *striatum*-Vertreter innerhalb der β-Zone aus anderen Gebieten, die zum Vergleiche hätten herangezogen werden können, noch nicht vorlagen. Die Begründung der tiefen Lage des *Gl. elegans* durch Funde von *Nomismoceras germanicum* H. Schmidt und *Gl. spirale* Phill. in der gleichen Teilzone war insofern berechtigt, als man damals diese beiden Fossilien als hauptsächlich an die III α-Zone gebunden betrachtet hat. Diese Ansicht läßt sich aber heute nicht mehr aufrechthalten. *Nomismoceras germanicum* ist ebenso zahlreich in der β-Zone wie in der α-Zone vorhanden. Besonders häufig fand ich diese Art innerhalb der β-Zone im obersten Teil derselben in der Teilzone 5.

Glyphioceras spirale Phill. kommt sowohl im nordöstlichen Sauerland als auch im Oberharz nur an der Basis der γ-Zone vor. Die Funde von *Gl. spirale* Phill. beweisen also gerade das Gegenteil, daß es sich hier um den oberen Teil der β-Zone handelt. Hierfür spricht aber auch das Zusammenvorkommen des *Gl. elegans* mit *Glyphioceras quinquagenarium* Hoeck. Wie Kobold (1930, S. 79) feststellte, ist diese Art mit *Gl. waddingtoni* Bisat identisch, einer Form, die in England, im Oberharz und auch in dem von mir untersuchten Gebiet im

obersten Teil der β-Zone liegt. Ferner befinden sich unter den von Hoeck aus seiner *elegans*-Zone gesammelten Stücken mehrere Fragmente eines mit sp. bezeichneten Glyphioceraten, die sich auf Grund der charakteristischen Skulptur eindeutig als *Gl. str. waldeckense* n. subsp., der Leitform meiner Teilzone 5, erkennen lassen. Ob es sich bei den mit *Gl. str. striatum* bezeichneten Stücken teilweise um *Gl. crenistriatum* handelt, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, da nur Fragmente mit undeutlicher Skulptur vorliegen. Betrachtet man die Faunengemeinschaft in den einzelnen Fundpunkten der *elegans*-Zone (Hoeck, 1929, S. 10 ff.), so ergibt sich, daß *Gl. elegans* allein bzw. mit *Gl. str. striatum* vorkommt in den Hoeck'schen Fundpunkten 1, 5, 6, nur im Fundpunkt 7 mit *Gl. quinquagenarium* (= *waddingtoni)* auftritt. An keiner Stelle aber fand Hoeck *Gl. elegans* zusammen mit *Gl. spirale.* Diese Art tritt allein auf in Fundpunkt 3 und 9, im Fundpunkt 4 mit einem als *Gl. str. striatum* bezeichneten Fragment; ob es wirklich *Gl. str. striatum* oder aber *Gl. crenistriatum* ist, kann bei dem einzigen, dazu schlecht erhaltenen Stück nicht entschieden werden.

Es zeigt sich also, daß auch an der Edertalsperre *Gl. elegans* in der oberen β-Zone liegt, daß ferner über der *elegans*-Zone eine Teilzone mit *Gl. waddingtoni* Bisat (= *Gl. quinquagenarium* Hoeck) und *Gl. str. waldeckense* n. subsp. zu vermuten ist und darüber dann die γ-Zone mit *Gl. spirale* folgt.

Eine getrennte Behandlung der einzelnen Teilzonen ist hinsichtlich der geringen Mächtigkeit der β-Zone auf Blatt Goddelsheim und der meist unvollständigen Profile unterblieben. Wenn eine Gliederung der β-Zone für mein Arbeitsgebiet und für die nördlicher gelegenen Gebiete weniger praktische Bedeutung hat, so ist sie in den südlicheren Gebieten, wo die β-Zone bedeutend stärker entwickelt ist, für eine einwandfreie Horizontierung unentbehrlich.

Neben den Glyphioceraten ist *Nomismoceras germanicum* in der β-Zone zahlreich vertreten und geht bis in die hangendsten Schichten dieser Zone hinauf. In der γ-Zone ist *Nom. germanicum* nicht mehr vorhanden. Vertreter der Gattungen *Sagittoceras* und *Dimorphoceras* sind nicht selten, stehen aber an Individuenzahl in keinem Verhältnis zu den Glyphioceraten. *Posidonia becheri* erreicht ihre größte Häufigkeit. Exemplare aller Größen erfüllen stellenweise ganze Schichtflächen.

Die Fauna der β-Zone besteht aus:

Glyphioceras striatum striatum Sow.
Glyphioceras striatum falcatum Roemer.
Glyphioceras striatum elegans Bisat.
Glyphioceras striatum waldeckense n. subsp.
Glyphioceras waddingtoni Bisat.
Glyphioceras crenistriatum Bisat.
Glyphioceras sp.
Nomismoceras germanicum H. Schmidt.
Sagittoceras ? burhenneï Brg.
Sagittoceras sp.
Dimorphoceras sp.
Orthoceras scalare Goldf.
Orthoceras striolatum H. v. Meyer.
Orthoceras sp.
Chonetes (Tornquistia) politus M'Coy.
Chonetes (Chonetes) laguessianus De Kon.
Chonetes (Chonetes) longispinus F. Roemer.
Rhynchonella papyracea A. Roemer.
Discina sp.

Glattschalige Brachiopoden.
Posidonia becheri BRONN.
Posidoniella sp.
Chaenocardiola sp.
Aviculopecten sp.
Porcellia woodwardii MARTIN.
Crinoidenstielglieder und ?-Kelch.
Cylindraspis aprathensis R. & E. RICHTER.
Bythotrephis sp.
Pteridophyllenstengel ? mit Samen.

d) IIIγ-Zone

Eine so ausgeprägte Übergangszone wie zwischen der α- und β-Zone ist an der β—γ-Grenze nicht vorhanden. Scheinbar ohne jeden Übergang geht hier der Wechsel der Fauna vor sich. Die Unterschiede in der Skulptur sind bei den Leitformen dieser beiden Zonen sehr groß. Die Zahl der Spiralstreifen beträgt bei den Formen der *striatum*-Gruppe 90—100, bei den β-Glyphioceraten schwankt sie zwischen 16 und 36, auch sind sie in der γ-Zone bedeutend schärfer ausgebildet. In der β-Zone sind die Anwachsstreifen stark zweibogig, in der γ-Zone verlaufen sie gerade und sind nach vorn vorgezogen.

In den meisten Aufschlüssen auf Blatt Goddelsheim setzen unmittelbar über der β-Zone die Leitformen der γ-Zone: *Glyphioceras subcircularis* und *Glyphioceras granosum* ein. Es war anzunehmen, daß sich diese beiden Zonen nicht überall so scharf voneinander abheben, ohne daß Übergänge vorhanden wären. Bei den unruhigen Sedimentationsverhältnissen, die nach Ablagerung der Kieselschiefer und -kalke am Ostrand des Sauerlandes herrschten, war mit der Möglichkeit zu rechnen, daß diese Schichten entweder gar nicht abgelagert wurden oder nur in so geringem Maße, daß nur durch Zufall eine derartige Übergangsfauna aufgefunden werden konnte, wie ja auch die einzelnen Teilzonen der β-Zone nicht überall festzustellen waren. Wie weiter unten ausgeführt wird, sind gerade im nördlichen Teil des Blattes Goddelsheim die Schichten teilweise stark reduziert. An zwei Stellen in diesem Gebiete gelang es mir aber doch, eine entsprechende Fauna zu finden, und zwar anstehend am Südhang des Grotenberges bei Welleringhausen und in Lesestücken am Hauptweg von Bömighausen nach Welleringhausen südöstlich der Höhe 482,9. Da das Material vom Grotenberg spärlich und schlecht erhalten ist, und ich an der Höhe 482,9 die betreffende Fauna nur in Lesestücken sammeln konnte, möchte ich zwei andere Fundpunkte vorwegnehmen, die zwar nicht mehr zu meinem Untersuchungsgebiet gehören, die ich aber wegen des besseren Aufschlusses berücksichtigen möchte. Diese Aufschlüsse liegen bei Bredelar (Blatt Madfeld); der eine am Südwestfuß der Orthelle, der andere im Hangenden des Steinbruches am Nordwestausgang von Bredelar. Über der Teilzone β_5 mit *Gl. str. waldeckense* n. subsp., *Gl. crenistriatum* und *Nomismoceras germanicum* liegt eine etwa 20 cm starke Schicht mit *Gl. crenistriatum, Gl. spirale* PHILL. und *Gl. subcircularis newsomi* SM. Es folgen dann Schichten mit *Gl. subcircularis subcircularis* MILL. und *Gl. granosum poststriatum* BRÜNING.

In den oben angegebenen Fundpunkten auf Blatt Goddelsheim fand ich am Grotenberge und an der Höhe 482,9 *Gl. spirale* und *Gl. crenistriatum*. Letzterer ist der einzige Glyphiocerat, der aus der β-Zone in die γ-Zone hineingeht.

In der IIIγ-Zone lassen sich folgende Teilzonen unterscheiden:

1. Teilzone IIIγ_1

Glyphioceras spirale ist die zuerst auftretende Art, mit den für die γ-Zone charakteristischen Merkmalen: kleine Formen und geringe Zahl scharf ausgeprägter Spiralstreifen. In höheren Schichten habe ich *Gl. spirale* nicht mehr beobachtet. Kobold (1930) fand diese Art ebenfalls nur an der Basis der γ-Zone. Ich möchte deswegen eine Teilzone ausscheiden, die durch *Glyphioceras spirale* charakterisiert ist.

Häufig ist in dieser Teilzone *Gl. crenistriatum*, welche Art bereits in IIIβ auftritt. In höheren Schichten der γ-Zone ist *Gl. crenistriatum* nicht mehr vorhanden. Daß *Gl. crenistriatum* zwischen dem *spirale*- und dem *subcircularis*-Horizont besonders häufig ist, wie es Bisat (1928) aus England und Kobold (1930) aus dem Oberharz angibt, konnte ich nicht feststellen. Von der in der folgenden Teilzone häufigen Art *Glyphioceras subcircularis* tritt *Gl. subcircularis newsomi* auf. *Nomismoceras germanicum*, das in IIIβ noch zahlreich vertreten war, ist ganz verschwunden.

In der Teilzone IIIγ_1 fand ich folgende Fauna:

Glyphioceras spirale Phill.
Glyphioceras crenistriatum Bisat.
Glyphioceras subcircularis newsomi Sm.
Nautilide.
Orthoceras striolatum H. v. Meyer.
Discina sp.
Posidonia becheri Bronn.

Bei Bredelar und nördlich Bömighausen besteht diese Teilzone aus milden Tonschiefern, südlich Bömighausen aus feinen Bänderschiefern. Am Wirtshaus „Altewiese" bei Lengefeld fand ich *Gl. spirale* in groben Bänderschiefern.

2. Teilzone IIIγ_2

Die Teilzone IIIγ_2 ist auf Blatt Goddelsheim von allen Culmhorizonten am mächtigsten entwickelt. Ein großer Teil der Tonschiefer und der Bänderschiefer und der gesamte Schichtenkomplex der Grauwackenschiefer gehören ihr an. In dem Gebiet nördlich Bömighausen—Rhena setzt die Teilzone 2 in den milden Tonschiefern ein. Bei Hillershausen besteht die Basis der Teilzone 2 bereits aus Grauwackenschiefern. Die Mächtigkeit dieser Teilzone beträgt schätzungsweise 300—350 m.

Von besonderem Interesse sind mächtige Kalkeinlagerungen in den zur Teilzone 2 gehörenden milden Tonschiefern und Bänderschiefern bei Rhena. Im allgemeinen enthalten diese Schiefer nur untergeordnet dünne, bis 5 cm mächtige, bituminöse Kalkbänke. Bei Rhena dagegen liegen mehrere derartige, bis zu 1 m mächtige Stinkkalkbänke übereinander. Es handelt sich hier um linsenförmige Einlagerungen, die schnell auskeilen. In mehreren kleineren Steinbrüchen werden die massigen Kalke abgebaut und als Bausteine verwandt. Die Stinkkalke sind sehr verschiedenartig zusammengesetzt. Alle Übergänge von kalkigen bituminösen Tonschiefern zu reinen dunklen kristallinen Kalken sind vorhanden. Gelegentlich finden sich Einschlüsse eines hellgrauen, kalkigen Tonschiefers, die als flache Schmitzen parallel der Schichtfläche eingelagert sind. Der Fossilinhalt schwankt ebenfalls sehr. Neben ganz fossilleeren Bänken gibt es solche, die fast nur aus Foraminiferen, Spongiennadeln und zer-

trümmerten Muschelschalen aufgebaut sind. Diese kalkige Faziesentwicklung zeigt viel Ähnlichkeit mit den westsauerländischen Plattenkalken.

Aus den Grauwackenschiefern sind Toneisenknollen zu erwähnen, die sich häufig eingelagert finden, ohne an bestimmte Horizonte gebunden zu sein. In den obersten Schichten beobachtete ich eine Lage mit kopfgroßen, konkretionären Bildungen aus Toneisenstein.

Leitend für die Teilzone IIIγ_2 sind *Glyphioceras subcircularis subcircularis* MILL. und *Glyphioceras granosum poststriatum* BRG.

Eine faunistische Unterteilung dieser überaus mächtigen Teilzone ist nicht mit Sicherheit durchzuführen, da ein durchgehendes Profil nicht vorhanden ist, und die Schichten stark spezialgefaltet und gestört sind. Es hat den Anschein, daß in den unteren Schichten vorwiegend *Gl. subc. subcircularis* auftritt. *Gl. gran. poststriatum* ist hier auch vorhanden, scheint aber in den höheren Schichten zu überwiegen. *Gl. subc. caneyanum* und *Gl. subc. newsomi* fand ich nur an der Basis dieser Teilzone.

Soweit die Schichten feinklastisch oder kalkig entwickelt sind, ist das Tierleben noch sehr reich. Je rauher die Schichten werden, um so ärmer wird die Fauna. In den Grauwackenschiefern finden sich nur noch selten Fossilien.

Außer den Glyphioceraten sind in der γ-Zone die Gattungen *Sagittoceras* und *Dimorphoceras* vorhanden, aber meist in schlecht erhaltenem Zustand, so daß eine nähere Bestimmung nicht möglich ist. *Posidonia becheri* nimmt weiter an Bedeutung ab. Es kommen nur noch vereinzelt kleine Exemplare vor. Dagegen werden *Actinopteria, Aviculopecten* und *Posidoniella* verhältnismäßig häufig. Besonders reich an diesen Muschelarten sind die Stinkkalkbänke bei Rhena bzw. deren kalkig-tonige Zwischenmittel. Brachiopoden sind im Bahneinschnitt östlich der Straße Rhena—Schweinsbühl und in den Steinbrüchen bei Rhena nicht selten, und zwar sind es vorwiegend Choneten und glattschalige Brachiopoden. Foraminiferen und Spongiennadeln treten in einzelnen Stinkkalkbänken bei Rhena massenhaft auf, auch *Fenestella* gehört hier nicht zu den Seltenheiten. Die Fauna der Teilzone IIIγ_2 setzt sich zusammen aus:

Glyphioceras subcircularis subcircularis MILL.
Glyphioceras subcircularis caneyanum GIRTY.
Glyphioceras subcircularis newsomi SM.
Glyphioceras granosum poststriatum BRÜNING.
Sagittoceras coronula ROEMER.
Dimorphoceras sp.
Orthoceras striolatum H. v. MEYER.
Orthoceras sp.
Chonetes (Chonetes) laguessianus DE KON.
Chonetes (Chonetes) sp.
Chonetes (Plicochonetes) waldschmidti PAECK.
Chonetes (Plicochonetes) cf. *crassistrius* var. *minima* PAECK.
Orthis (Schizophoria) resupinata (MART.).
Rhynchonella papyracea A. ROEMER.
Spirifer ? *macrogaster* A. ROEMER.
Spirifer sp. (radial gerippt).
Glattschalige Brachiopoden
Posidoniella cf. LEWIS BROWN.
Posidoniella variabilis HIND.
Posidoniella cf. *minor* BROWN.
Posidoniella elongata PHILLIPS.
Posidoniella sp. mit Radialrippung.
Posidoniella sp.

Actinopteria cf. *persulcata* M'Coy.
Actinopteria sp.
Aviculopecten sp.
Parallelodon sp.
Cylindraspis ? *aprathensis* R. & E. Richter.
Cylindraspis sp.
Phillipsia westfalica Nebe.
Zaphrentis sp.
Fenestella sp.
Crinoidenstielglieder.
Knochenplatte eines Placodermen.
Foraminiferen.
Bythotrephis sp.
Pteridophyllenstengel.
Dictyodora liebeana Weiss.

3. Teilzone IIIγ_3

In die γ-Zone gehören auch noch die dickbankigen Grauwacken, die den höchsten petrographischen „Culmhorizont" darstellen. In einem dünnen Tonschiefermittel fand ich mehrere Exemplare einer Art, die mit *Paraglyphioceras schaelkense* Brüning identisch ist. Die Skulptur besteht aus ganz schwach gezähnelten konvexen Anwachsstreifen. Spiralstreifen sind nicht vorhanden. H. Schmidt (1925, S. 571) hat diese Art irrtümlich mit *Glyphioceras granosum umbilicus* bezeichnet. Sie ist vielmehr mit *Glyphioceras granosum schaelkense* Brüning zu bezeichnen. Die Ansicht Brüning's (1920), daß diese Art einen besonderen Horizont in den obersten Culmschichten charakterisiert, scheint gerechtfertigt zu sein. Auch ich habe sie nur in den Grauwacken über der Teilzone 2 feststellen können. Ferner sprechen hierfür verschiedene, in den letzten Jahren gemachte Beobachtungen. Kühne (Kühne & Paeckelmann, 1929, S. 1250) erwähnt auf Blatt Madfeld *Gl. granosum „umbilicus"* aus der oberen IIIγ-Zone. Claus (1928, S. 266) gibt in der Elsoffer Culmmulde über der Grauwackenleitbank mit *Gl. granosum poststriatum* eine Kalkgeröllbank mit *„umbilicus"* an. Auch in England (Bisat, 1928) charakterisiert *„umbilicus"* einen besonderen Horizont unter der *pseudobilingue*-Zone (Mittelkarbon). Da *Gl. granosum schaelkense* Brüning sowohl in kalkigen wie in tonigen und klastischen Gesteinen vorhanden ist, kann das getrennte Vorkommen nicht auf eine fazielle Verschiedenartigkeit zurückgeführt werden, sondern nur auf einer zeitlichen Faunenänderung beruhen.

Die Teilzone IIIγ_3 ist nur in dem Grauwackensteinbruch beim Wirtshaus „Altewiese" an der Chaussee Lengefeld—Eppe aufgeschlossen. Zwischen den bis 1 m mächtigen Grauwackenbänken sind mehr oder weniger milde Tonschiefer eingelagert. Eine dieser dünnen Zwischenlagen lieferte folgende Fauna:

Glyphioceras granosum schaelkense Brüning.
Sagittoceras ? *meslerianum* Girty.
Prolecanites ? *quinquelobus* Kittl.
Anthracoceras sp.
Edmondia sp.
Posidoniella sp.
Bythotrephis sp.
Trigonocarpus aff. *schulzianus* Göpp.

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die beobachteten stratigraphischen Horizonte.

Tabelle 1

Stufe	Zone		Leitfossil	Wichtige Begleitfauna
III *Glyphioceras*-Stufe	γ	3	*Gl. granosum schaelkense*	
		2	*Gl. granosum poststriatum* und *Gl. subcircularis*	*Actinopteria* An der Basis *Gl. subc. caneyanum* u. *Gl. subc. newsomi*
		1	*Gl. spirale*	*Gl. crenistriatum* u. *Gl. subc. newsomi*
	β	5	*Gl. str. waldeckense*	*Gl. crenistriatum* *Nomismoceras germanicum* sehr häufig
		4	*Gl. waddingtoni*	*Gl. str. striatum*
		3	*Gl. str. elegans*	*Nomismoceras germanicum*
		2	*Gl. str. falcatum*	*Posidonia becheri*
		1	*Gl. str. striatum*	
	α/β		*Gl. spirifer* und *Gl. intermedium*	*Nomismoceras germanicum* sehr häufig *Posidonia becheri*
	α		*Gl. crenistria*	*Nomismoceras germanicum* *Nomismoceras grimmeri* *Pronorites cyclolobus* *Posidonia becheri*

Die beobachteten stratigraphischen Horizonte

Hierzu sei bemerkt, daß die einzelnen Leitfossilien nicht streng an die betreffenden Zonen bzw. Teilzonen gebunden sind, daß sie vielmehr in der jeweiligen Teilzone am häufigsten sind, in der nächsthöheren oder tieferen Teilzone aber auch auftreten können. Auf Grund eines einzelnen Exemplares ist deswegen in bezug auf die Teilzonen eine einwandfreie Horizontierung nicht möglich: Die Erkennung der einzelnen Zonen dagegen bereitet selbst bei einzelnen Fundstücken keine Schwierigkeiten.

D. Faziesunterschiede innerhalb der einzelnen Zonen

Die einzelnen Zonen und Teilzonen sind auf Blatt Goddelsheim nicht überall gleichmäßig ausgebildet. Sie sind vielmehr in den einzelnen Aufschlüssen verschieden stark entwickelt, auch ändert sich teilweise ihre petrographische Beschaffenheit.

Die α-Zone und die Grenzzone α/β sind in allen Aufschlüssen verhältnismäßig gleichartig ausgebildet. Sie bestehen beide aus den Gesteinen der vor-

wiegenden Alaunschiefer. Abgesehen von der noch offenen Frage, wie weit die α-Zone sich nach unten in die Kieselkalke erstreckt, beträgt die Mächtigkeit 5—6 m. Die Grenzzone α/β wird durchschnittlich 1—2 m mächtig.

Anders als die α-Zone und die Grenzzone verhalten sich die β-Zone und die γ-Zone. Die Mächtigkeit dieser Zonen nimmt von Nordwesten nach Südosten hin zu; in streichender Richtung bleibt sie annähernd konstant. Mit der Mächtigkeitszunahme ist eine Zunahme der grobklastischen Komponente in den Schichten verbunden.

Am schwächsten sind diese Zonen im Bahneinschnitt östlich der Straße Rhena—Schweinsbühl entwickelt.

Folgendes Profil ist hier aufgeschlossen:

γ		Graugrüne und dunkle milde Tonschiefer mit *Gl. subc. subcircularis* zu unterst zusammen mit *Gl. subc. newsomi* und *Gl. subc. caneyanum*
β	0,30 m	22 cm milde blauschwarze Tonschiefer ohne Fossilien 8 cm Kalkbank mit einem *Gl. waddingtoni*
α/β	0,90 m	Wechsellagerung von Alaunschiefern, Tonschiefern, grauen kieseligen Kalkbänken mit *Gl. spirifer* und *Gl. intermedium*
α	6,50 m	*crenistria*-Kalkbank Wechsellagerung von kieseligen Alaunschiefern, Tonschiefern, Lyditen, Kieselkalken mit *Gl. crenistria*
		Vorwiegende Kieselkalke

Die β-Zone konnte hier nur durch ein Exemplar von *Gl. waddingtoni* nachgewiesen werden. Ihre Mächtigkeit beträgt im Höchstfalle 0,30 m. Die Teilzone γ_1 ist gar nicht oder ebenfalls nur sehr schwach ausgebildet. *Gl. spirale* wurde nicht gefunden. Die Teilzone γ_2 ist noch etwa 4 m weit aufgeschlossen, und zwar besteht sie aus milden Tonschiefern mit mehreren, einigen Zentimeter starken, Stinkkalkbänkchen. Sandige Lagen sind nicht vorhanden.

Ebenfalls nur wenige Dezimeter mächtig ist die β-Zone im Hangenden des Kieselschieferbruches bei Bömighausen an der Straße Neerdar—Rhena, am Osthang der Höhe 584 (westlich Bömighausen), am Wegkreuz westlich des Grotenberges, im Hangenden des Steinbruches am Südwestfuß des Sonnenberges. Dicht über der Grenzzone α/β, die überall gut zu erkennen ist, folgt ebenfalls gut kenntlich die γ-Zone mit *Gl. subc. subcircularis*. Nur ganz vereinzelte Funde von *Gl. str. striatum* weisen auf die β-Zone hin. Auch die Basis der γ-Zone ist in den oben benannten Aufschlüssen sehr schlecht entwickelt. Nur an einer Stelle, und zwar am Wegkreuz westlich des Grotenberges konnte ich *Gl. spirale* und *Gl. crenistriatum* auf einer Schichtfläche feststellen. Unmittelbar darüber liegt *Gl. subc. subcircularis* in milden Schiefern.

Im Hangenden des Kieselschieferbruches nördlich von Rhena beobachtete ich eine Mächtigkeit der β-Zone von 0,50 m. Leider läßt sich das Profil infolge einer Störung hier nicht weiter verfolgen. Als Höchstes fand ich eine Bank mit zahlreichen Exemplaren von *Gl. str. falcatum* ($III\beta_2$).

Im Hangenden des Steinbruches südöstlich Bömighausen ist folgendes Profil aufgeschlossen:

γ 1		Feingebänderte Tonschiefer unten mit dünnen Stinkkalkbänken 4 m im Hangenden noch 1 Exemplar von *Gl. crenistriatum*
β	4 u. 5	1,80 m graublaue Tonschiefer mit wechselndem Kalkgehalt. Im oberen Teil Einschwemmungen grober Glimmerblättchen und zahlreiche Exemplare von *Gl. str. waldeckense* und einzelne von *Gl. crenistriatum*. (*Gl. waddingtoni* (β_4) wurde nicht nachgewiesen)
	3	*Gl. str. elegans* häufig } 0,15 m Tonschiefer
	2	*Gl. str. falcatum* sehr häufig }
	1	35 cm ganz feine hellgelbe Tonschiefer z. T. sehr glimmerreich ohne Fossilien 10 cm graue tonige Kalkbank mit *Gl. str. striatum*
α/β		2,40 m Wechsellagerung von Tonschiefern, Alaunschiefern, Kalktonschiefern, dünnen Stinkkalkbänken mit *Gl. intermedium* und *Gl. spirifer*
α		*crenistria*-Kalkbank

Gegenüber den vorher benannten Aufschlüssen weicht die Entwicklung der β-Zone in diesem Aufschluß wesentlich ab. Die β-Zone ist hier auf mindestens 2,40 m angewachsen; besonders der obere Teil ist gut ausgebildet. Ob die β-Zone noch weiter in die Bänderschiefer hineingeht, konnte ich nicht feststellen, da die Schichten hier nur schlecht aufgeschlossen sind. Falls diese Schichten schon zur γ-Zone gehören sollten, würde der Fund von *Gl. crenistriatum* bedeuten, daß die Basis der γ-Zone hier stark entwickelt ist. Für das letztere sprechen die mehrfach gefundenen Exemplare von *Gl. crenistriatum* und *Gl. spirale* auf Lesestücken südöstlich der Höhe 482,9 am Wege nach Welleringhausen. Auch die Grenzzone α/β ist hier mächtiger als im vorigen Profil.

Am Bahnhof Lelbach-Rhena konnte ich am östlichen Stoße des Bahneinschnittes die β-Zone (Teilzone 1, 2, 5) in etwa 2 m Mächtigkeit feststellen. Die β-Zone und die Basis der γ-Zone besteht aus dunklen milden Schiefern.

Weiter südlich tritt die β-Zone an der Kieselschieferaufsattelung des Eschenberges noch einmal zutage. Im Steinbruch am Südwestfuß des Eschenberges sind etwa 15 m helle Kieselschiefer aufgeschlossen. Darüber liegen etwa 2 m Alaunschiefer, die ganz zur α-Zone gehören. Es folgen Tonschiefer zu unterst mit *Gl. spirifer*, darüber mit einzelnen *Gl. str. striatum*. Infolge einer Überschiebung wiederholt sich die ganze Schichtenfolge noch einmal, beginnend mit den kieseligen Schiefern. Abgesehen von den Kieselschiefern sind die anderen Schichten schlecht aufgeschlossen. Es gelang mir nur die Teilzonen IIIβ_4 und IIIβ_5 nachzuweisen. Diese Teilzonen sind hier wenigstens 5 m mächtig. Die liegende und hangende Grenze konnte ich nicht feststellen. In der Teilzone IIIβ_5 fanden sich zahlreiche Exemplare von *Gl. str. waldeckense*. Auch *Gl. crenistriatum* ist hier sehr häufig. Während in den nördlicher gelegenen Aufschlüssen die β-Zone durchweg aus milden Tonschiefern besteht, treten hier in der Teilzone 5 schon Bänderschiefer auf, auch fehlt hier der Kalkgehalt.

Bei einer Begehung des südwestlichen Teiles von Blatt Corbach fand ich südlich Thal-Itter an der Chaussee nach Herzhausen mehrere Exemplare von *Gl. str. waldeckense* (IIIβ_5) in rauhen Schiefern, die mit dickbankigen Grau-

wacken wechsellagern. Es läßt sich also ein weiteres Zunehmen der grobklastischen Komponente in der β-Zone feststellen. Die Verhältnisse in diesem Gebiet zeigen bereits viel Ähnlichkeit mit denen an der Edertalsperre.

Am Ostrand der Edertalsperre hat Hoeck (1929) eine Mächtigkeit der β-Zone von mindestens 250 m festgestellt. Die gebänderten Schiefer und die Wechsellagerung von Schiefern mit dickbankigen Grauwacken erwiesen sich einwandfrei als zur III β-Zone gehörig. Selbst die hangendsten Grauwacken mit den groben Konglomeraten stellt Hoeck noch in die β-Zone. Die Funde von *Gl. spirale* in der Nähe dieser Konglomerate lassen allenfalls eine Stellung derselben an der Basis der γ-Zone möglich scheinen.

In der Teilzone γ_2 konnte ich Mächtigkeitsschwankungen innerhalb des Bereiches des Blattes Goddelsheim nicht beobachten, da infolge der großen Mächtigkeit und der mannigfachen Störungen und Spezialfaltungen durchgehende Profile nirgends aufgeschlossen sind. Dagegen läßt sich ebenso wie in der β-Zone ein Fazieswechsel in nord-südlicher Richtung feststellen. Im Bahneinschnitt östlich der Straße Rhena—Schweinsbühl besteht der untere Teil der Teilzone γ_2 aus milden Tonschiefern. Südlich Bömighausen besteht die Teilzone γ_1 bereits aus feinen Bänderschiefern, die Teilzone γ_2 zum größten Teil aus Grauwackenschiefern, nur an der Basis aus Bänderschiefern. Nach Süden hin wird der Einfluß der grobklastischen Komponente immer größer.

Dickbankige Grauwacken, wie sie an der Edertalsperre in der β-Zone, bei Thal-Itter zumindest im oberen Teil der β-Zone erscheinen, treten auf Blatt Goddelsheim erst im obersten Teil der γ-Zone (Teilzone γ_3) auf.

Auf das Wandern der Grauwackenfazies in immer höhere Horizonte von Süden nach Norden ist bereits mehrfach hingewiesen worden. Kürzlich hat Paeckelmann (Kühne & Paeckelmann, 1929) zusammenfassend darüber berichtet. In der nachstehenden Tabelle kommt dieses Wandern der klastischen Sedimente gut zum Ausdruck:

NNW — Tabelle 2 — SSO

		Brilon (Paeckelmann)	Bömighausen nördl.	Bömighausen südl.	Hillershausen	Thal-Itter	Edertalsperre (Hoeck)
Mittelkarbon		Grauwacken					
Unterkarbon III	γ_3	Grauwackenschiefer		Grauwacken			
	γ_2	Tonschiefer	Tonschiefer	Grauwackenschiefer Bänderschiefer	Grauwackenschiefer		
	γ_1	Tonschiefer	Tonschiefer	Bänderschiefer	Grauwackenschiefer Bänderschiefer	?	Konglomerat
	β	Kalkbänderschiefer	Kalkige Schiefer	Kalkige Schiefer	Bänderschiefer Tonschiefer	Grauwacken in III β_5 ?	Grauwacken Bänderschiefer
	α	Alaunschiefer					

Die Faziesverschiebungen am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges

Von der Briloner Gegend bis nach Hillershausen hin ist die β-Zone verhältnismäßig gleichartig ausgebildet. In dem ganzen Gebiet wird sie durchschnittlich 5 m mächtig und besteht aus mehr oder weniger kalkigen Tonschiefern. Südlich Hillershausen setzt ein plötzlicher Fazieswechsel ein. Dickbankige Grauwacken treten auf, die Mächtigkeit nimmt auf über 250 m zu. Es ist zu vermuten, daß bei Hillershausen eine Schwelle vorhanden gewesen ist, vielleicht im Verlaufe des heutigen Kieselschieferzuges, der sich vom Eisenberg, über den Eschenberg bis nach Medebach hin erstreckt. Südlich dieser Schwelle erfolgte in der Vortiefe eines aufgefalteten Gebietes starke Sedimentation vorwiegend grobklastischen Materials, nördlich geringe Ablagerung vorwiegend toniger Sedimente. Von dem groben Detritusmaterial der südlichen Grauwacken finden sich im Norden nur Glimmerschüppchen. Zu Ende der β-Zeit war das südliche Becken ausgefüllt. Mit Beginn der γ-Zone erscheinen bei Hillershausen klastischere Sedimente in Form von Grauwackenschiefern. Diese Fazies hält durch die ganze γ-Zeit an, wobei die grobklastische Komponente immer größeren Einfluß gewinnt. Ende der γ-Zeit kommt es dann auch hier zur Ablagerung mächtiger, zum Teil schwach konglomeratischer Grauwacken.

Auffallend ist die äußerst geringe Mächtigkeit der β-Zone in den unmittelbar am Südflügel des Devonsattels nördlich Bömighausen gelegenen Aufschlüssen. Die β-Zone ist hier entweder gar nicht nachzuweisen oder nur in wenigen Dezimetern Mächtigkeit. Das gleiche gilt für die Basis der γ-Zone. Die Teilzone γ_1 konnte ich nur in einem Aufschluß westlich des Grotenberges auf einer Schichtfläche beobachten. Wenige Meter über der β-Zone liegt in hellen milden Tonschiefern *Glyphioceras granosum poststriatum*, eine Form, die erst im oberen Teil der Teilzone γ_2 häufig wird und in den südlicheren Aufschlüssen wesentlich höher über der β-Zone in Bänderschiefern und Grauwackenschiefern auftritt. Diese Schichtenreduktion scheint demnach auch in der Teilzone γ_2 zu bestehen, wenigstens im unteren Teil derselben. In der α-Zone ist eine Reduktion nicht mit Sicherheit nachzuweisen, da geeignete Aufschlüsse zum Vergleich fehlen. Bestimmt reduziert ist die α-Zone in einem Aufschluß südöstlich der aus eruptivem Material bestehenden Höhe 584. Hier setzt bereits 4 m über den Kieselkalken in ungestörtem Profil die γ-Zone ein. Diese Geringmächtigkeit kann aber ganz örtlich bedingt sein durch die eruptive Einlagerung, wie weiter unten gezeigt wird.

Auffallend ist ferner die Anreicherung an kalkigen Sedimenten in der β-Zone und besonders im unteren Teil der γ-Zone am Ostabfall des Neerdarer-Devonsattels, die bei Rhena in den Stinkkalkbänken besonders stark hervortritt. In der nördlich an den Neerdarer-Devonsattel sich anschließenden Spezialculmmulde gibt Kühne (Kühne & Paeckelmann, 1929, S. 1248) ähnliche Kalkeinlagerungen im liegenden und hangenden Teil der gebänderten Schiefer an. Äquivalente Bildungen treten im westlichen Sauerland in den Plattenkalken auf. Von anderen Orten am Ostrande des Sauerlandes ist eine derartig kalkige Entwicklung der Schichten in diesem Horizont nicht bekannt.

Wir haben hier also ein engbegrenztes Faziesgebiet, das infolge besonderer Umstände teilweise schlecht durchlüftet und sauerstoffarm war, worauf die dunkle Farbe der Kalkbänke hinweist, und vor der Zufuhr klastischen Sedimentationsmaterials geschützt war, so daß sich reine Kalkbänke bilden konnten.

Interessant ist, daß die linsenförmig eingelagerten Kalkbänke in der Nähe des heutigen Devonsattels auftreten, und daß die oben erwähnte Reduktion der Mächtigkeit der β- und γ-Zone in einem annähernd im heutigen Streichen liegenden Gebiet unmittelbar am Devonsattel am stärksten ist. Dieser Zusammenhang kann zufällig sein. Ich möchte aber annehmen, daß dieser Sattel als solcher schon vor der β-Zeit angelegt worden ist. — Die Entwicklung der Zone IIIα ist noch normal. In der Grenzzone α/β ist bereits eine geringere Schichtenmächtigkeit festzustellen. Die Reduktion der Zonenmächtigkeit läßt sich dann durch geringe Sedimentation auf der Schwelle erklären, während sich die Kalke in strömungsfreien, geschützten Buchten ablagerten. Das Vorhandensein derartiger Schwellen ist sehr wohl möglich, da wir uns ja in einem in Faltung begriffenen Troggebiete befinden.

E. Die eruptive Einlagerung in den Kieselkalken bei Welleringhausen

Das Auftreten von Diabaseinlagerungen in culmischen Kieselschiefern bzw. -kalken ist nicht mehr überraschend, da in den letzten Jahren mehrfach festgestellt werden konnte, daß die eruptive Tätigkeit nicht mit Ende des Oberdevons aufgehört hat, sondern noch im Unterkarbon fortdauerte. Culmische Diabase sind bekannt aus dem Harz [Dahlgrün, 1925, S. 268; Bode & Schroeder, 1913, S. 23], aus dem Kellerwald [Kranz, 1921, S. 112f.], aus dem Dillgebiet [Kegel, 1925, S. 298] und aus der Lahnmulde [Schmierer, 1922, S. LXXIX]. „Auch auf bayerischem Boden liegen Andeutungen vor, daß der Diabasvulkanismus ins Unterkarbon hereinreicht" [Wurm, 1925, S. 171].

Im Sauerland ließen die verschiedentlich beobachteten Tuffe culmische Eruptionen vermuten. Diabase oder mächtigere Tuffe konnte man jedoch bisher nicht nachweisen. Auf Blatt Goddelsheim gelang es nun, eine ausgesprochene culmische Eruption festzustellen. Es handelt sich um eine Einlagerung von Diabasen und Diabastuffen in der Gegend nördlich Welleringhausen im Horizont der vorwiegenden Kieselkalke, etwa 5 m unter den zur Stufe III gehörenden Alaunschiefern. Ob die Einlagerung noch zur Stufe III gehört, bleibt unklar, bis das Alter der Kieselkalke einwandfrei geklärt ist. Auf der nachstehenden Abbildung 2 ist die eruptive Einlagerung eingetragen.

Der Grotenberg und die Höhe 584 bestehen ganz aus eruptivem Material. Im Liegenden finden sich Kieselkalke und Kieselschiefer, die sich flach an den Devonsattel des Sonder- und Bühberges anlegen. Im Hangenden liegen geringmächtige Kieselkalke. Im Süden verschwinden die Kieselkalke mit der eruptiven Einlagerung in einer mit Culmtonschiefern und Culmgrauwackenschiefern ausgefüllten Mulde. Wie weit die Einlagerung nach Süden hin aushält, entzieht sich dadurch unserer Kenntnis. Bei Hillershausen, wo die Kieselschiefer und -kalke in einer Aufsattelung wieder zutage treten, ist keine Spur der eruptiven Tätigkeit mehr zu erkennen. Am Grotenberg und an der Höhe 584 dürfte die Mächtigkeit der eruptiven Einlagerung wenigstens 80 m betragen. Nach Osten hin nimmt die Mächtigkeit schnell ab. Ungefähr 300 m westlich Bömighausen beträgt sie noch etwa 6 m. Im Steinbruch bei Bömighausen an der Straße Neerdar—Rhena sind nur noch 2 m Tuffe eingelagert. Weiter östlich fehlen Tuffe in den Kieselkalken vollständig. Im Bahneinschnitt westlich Hp. Bömighausen fand ich einen Tuffit als letztes Anzeichen der Eruption.

Nach Westen hin nimmt die Einlagerung noch schneller ab. Auf der Höhe südöstlich des Sonnenberges macht sich bereits eine starke Abnahme

bemerkbar. Im Steinbruch am Südwestfuß des Sonnenberges fehlen Diabase oder Diabastuffe ganz.

Die eruptive Einlagerung hat bei der Faltung besondere tektonische Verhältnisse hervorgerufen. Die mächtige starre Masse der Diabase und Tuffe am Grotenberg und an der Höhe 584 wurde nur schwach gefaltet und hat auch die unterliegenden Devonschichten vor stärkerer Faltung geschützt, wie auf Abbildung 3 das Profil C—D zeigt. Die starke Anhäufung der Kieselschiefer zwischen der Einlagerung und dem Devon am Sonnenberg und Sonder ist dadurch zu erklären, daß diese Gesteine unter der starren Eruptiveinlagerung teil-

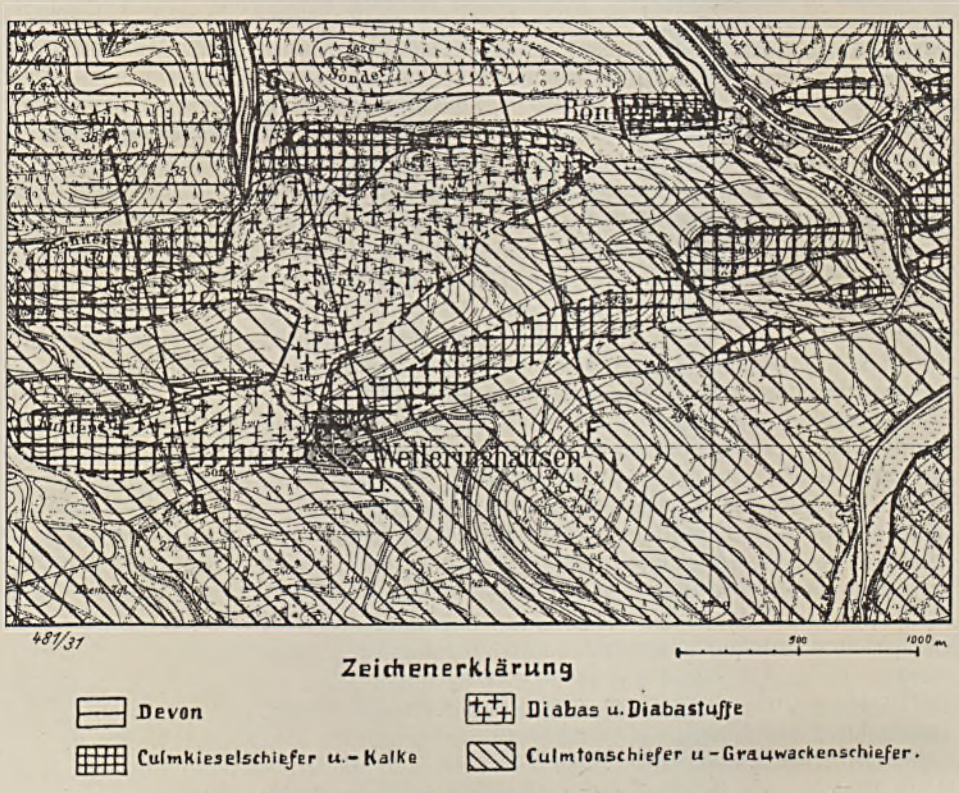


Abb. 2. Karte der eruptiven Einlagerung

weise ausgequetscht und am Rande derselben zusammengestaucht sind. Westlich des Grotenberges, wo die Einlagerung geringmächtiger wird, brach sie ab und wurde stärker gefaltet: Profil A—B, Abbildung 3. Die mächtige starre Masse des Grotenberges wurde nach Nordwesten überschoben. Östlich des Grotenberges sind mehrere Querverwerfungen von geringem Ausmaße vorhanden. In der Einlagerung sind diese Störungen gut erkennbar, in den hangenden Schiefern lassen sie sich meist nicht verfolgen. Die Druckbeanspruchung hat hier nicht zu Abbrüchen, sondern nur zu Flexuren geführt. Das Profil E—F der Abbildung 3 entspricht im ganzen dem westlich des Grotenberges gelegenen Profil A—B. Auch hier hat sich die Faltung wieder stärker ausgewirkt.

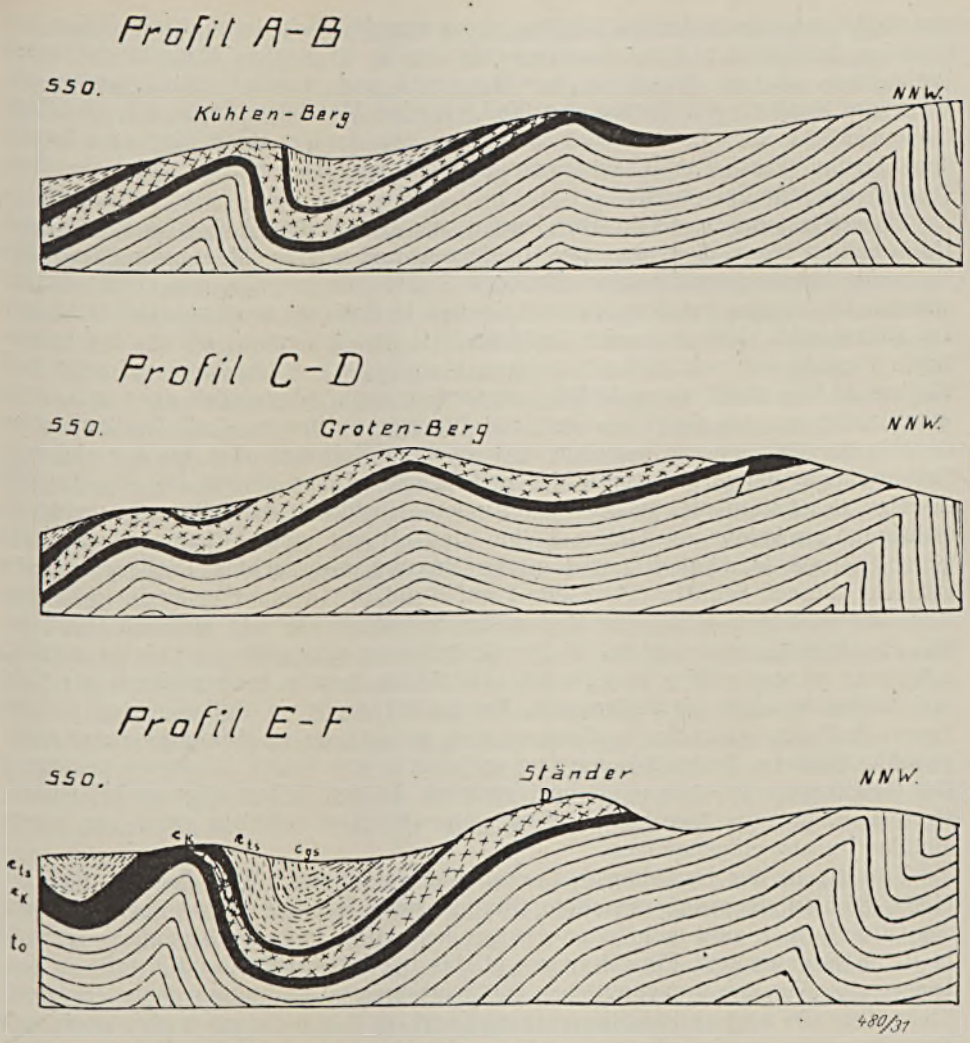


Abb. 3. Spezialprofile durch die eruptive Einlagerung
Zeichenerklärung: to = Oberdevon, ck = Culmkieselschiefer u. -kalke, D = Diabas u. Diabastuffe, cts = Culmtonschiefer, cgs = Culmgrauwackenschiefer

Die überaus starke Zersetzung der Diabasgesteine macht die Untersuchung derselben sehr schwierig. Der größte Teil gibt sich dem Gefüge nach als Tuff zu erkennen. Es kommen aber auch dichte Gesteine vor, bei denen nicht mit Sicherheit festzustellen ist, ob es ursprünglich Ergußgesteine oder Tuffe waren, sofern nicht besondere Anzeichen, die auf einen Erguß schließen lassen, vorhanden sind. Derartige Anzeichen sind mehrfach zu beobachten. Es sind dies besonders die verschiedentlich festgestellten Kontakterscheinungen an den liegenden Kieselkalken. Die Beeinflussung ist nur gering. An der Berührungsfläche findet teilweise eine Vermengung mit dem Kieselkalk statt. Gelegentlich dringt das Magma einige Zentimeter tief in das Liegende ein, auf senkrecht

zur Schichtung verlaufenden Klüften, die wahrscheinlich durch Kontraktion des Gesteins infolge der Hitze hervorgerufen sind. Derartige Kontaktwirkungen beobachtete ich am Westhang der Höhe 584 und westlich Bömighausen am Weg zum Sonder. Am Grotenberg fand ich eine Mandelsteinzone, die als Oberflächenschicht eines Lavastromes aufzufassen ist. An der Höhe 584 treten ferner dunkelgrüne Partien mit schaligen Absonderungsflächen auf, wie sie dem Diabas eigentümlich sind.

Diese Gesteine bestehen vorwiegend aus einer chloritischen Substanz und Karbonaten, hinzu kommen viel Leukoxen und kleine Magneteisenkristalle. Teilweise haben diese Gesteine Ähnlichkeit mit dem von BRAUNS (1889) untersuchten Diabasglas aus dem oberdevonischen Deckdiabas des Lahn-Dill-Gebietes. Im Dünnschliff sieht man eine hellgrüne bis gelblich-grüne, oft stark pigmentierte Grundmasse mit vielen kugeligen bis elliptischen Gebilden und sehr viel Karbonate, die meist unregelmäßig angeordnet sind, gelegentlich aber in Aggregaten auftreten, die als ehemalige Kristallformen zu deuten sind. Die kugeligen Gebilde der Grundmasse bestehen entweder aus Kalkspat oder aus der gleichen Substanz wie die Grundmasse. Im polarisierten Licht zeigen sie eine radialfaserige Beschaffenheit. In der Mitte finden sich häufig dunkelbraune, undurchsichtige Ausscheidungen. Diese Zellen sind oft mit einem Chalcedonrand umgeben. Große Ähnlichkeit mit dem von BRAUNS untersuchten Diabasglas zeigt ein sehr dünner Schliff: vgl. Figur 1 auf Tafel 18. In einer hellgrün gefärbten Grundmasse liegen elliptische Zellen, die scheinbar aus der gleichen Substanz wie die Grundmasse bestehen. In der Grundmasse sind zahlreiche kleine, dunkle Körnchen unregelmäßig verteilt, um die Zellen herum konzentrieren sie sich und bilden so einen dunkelbraunen Rand. Bei größeren Zellen fehlen sie im Innern vollständig, in der Außenzone sind sie oftmals zu Häufchen zusammengeballt. Kleinere Zellen können fast vollständig aus diesen Körnchen bestehen. Die Grundmasse ist schwach doppelbrechend. In den Zellen zeigt sie bei polarisiertem Licht eine faserige Struktur. Der Kern der Zellen wird von einer dunklen Leiste eingenommen.

Für die in der Grundmasse liegenden Kristallformen gilt das von BRAUNS (1889, S. 510) über umgewandelte Olivinkristalle gesagte: „Die Begrenzungen der Olivinformen sind mehr oder weniger korrodiert und die Grundmasse dringt in tiefen Buchten und Einstülpungen oft bis über die Mitte des Kristalls in das Innere ein. Von der ursprünglichen Olivinsubstanz ist keine Spur mehr erhalten. Viele Kristalle sind vollständig serpentinisiert, in den meisten ist aber auch von dem Serpentin wenig oder gar nichts mehr übrig, sondern derselbe ist ersetzt durch Kalkspat, welcher in einem oder mehreren Körnern die Form ausfüllt". Es finden sich ebenfalls die von BRAUNS angegebenen runden Einschlüsse. Diese bestehen aus der gleichen Substanz wie die Grundmasse, seltener aus Kalkspat. Der Serpentin ist umgesetzt worden in Kieselsäure und Karbonate. Die Karbonatmassen setzen sich meist aus mehreren Individuen zusammen, die aus reinem Kalkspat bestehen, soweit sie zahlreiche Zwillingslamellen aufweisen, aus Dolomitspat, soweit die Aggregate körnig sind und wenig oder gar keine Zwillingslamellen haben.

Wie bereits oben gesagt, besteht der größte Teil der eruptiven Einlagerung aus Diabastuffen. Eckige, unregelmäßig gestaltete Diabastrümmer sind durch Kalkspat verkittet, der am Kuhtenberg durch Eisenoxyd rot gefärbt ist. Das Diabasmaterial besteht durchweg aus einer dunkelbraunen Grundmasse mit vielen linsenförmigen Blasenräumen. Die Blasen sind größtenteils mit Kalk-

spat ausgefüllt, teilweise mit einer Substanz, die im Dünnschliff bei gewöhnlichem Licht hellgrün gefärbt ist und im polarisierten Licht dunkel bleibt. Vereinzelt finden sich Kieselsäureausfüllungen. Radialfaserige Zellen, wie sie im Diabas vorhanden sind, konnte ich nie beobachten. Ebenso wie in den Diabasen fehlen auch hier Feldspatkristalle.

Neben kompakten, kalkreichen Lagen von großer Festigkeit finden sich kalkärmere, leicht zerfallende Lagen, die eine gewisse Schichtung erkennen lassen. Interessant ist die Abnahme in der Größe der Diabastrümmer im Zusammenhang mit der Abnahme der Mächtigkeit der eruptiven Einlagerung. Im Bereich des Grotenberges und der Höhe 584, wo die Einlagerung am mächtigsten ist, sehen die Tuffe oft wie eine grobe Brekzie aus, hervorgerufen durch wesentlich aus Lapilli und Bomben bestehenden Auswurfmassen. Nach Westen und Osten hin nimmt die Korngröße ab. Im Steinbruch bei Bömighausen sind in der hier nur noch 2 m mächtigen Tuffeinlagerung die Diabastrümmer nur einige Millimeter groß. Im Steinbruch westlich Hp. Bömighausen findet sich nur noch eine 25 cm mächtige Kalkbank mit Tuffetzen, die man erst unter dem Mikroskop als solche erkennen kann: vgl. Figur 2 auf Tafel 18. Während die Tuffe am Grotenberg und auch noch bei Bömighausen vorwiegend aus Diabasmaterial bestehen, liegen hier einzelne Aschenteilchen eingebettet in einer kieselig-kalkigen Grundmasse, dem normal auf dem Meeresboden sich bildenden Sediment.

Diabasbomben und kopfgroße Sedimentauswürflinge finden sich nur am Grotenberg und am Südhang der Höhe 584. Die Bomben sind als Mandelsteine ausgebildet. In der Mitte enthalten sie wenige große Blasen, am Außenrande liegen zahlreiche kleine Blasen dicht nebeneinander. Die Mandelräume sind meist mit undulös auslöschendem Kalkspat, untergeordnet mit Chalcedon ausgefüllt: vgl. Figur 3 auf Tafel 18. Die Sedimentauswürflinge bestehen aus rotem Kieselschiefer. Die Ränder sind oft angeschmolzen. Im Steinbruch bei Bömighausen finden sich ebenfalls noch Sedimentbrocken, sie sind hier aber nur nußgroß.

Aus der mächtigen Anhäufung grober Auswurfmassen am Grotenberg und der Höhe 584 müssen wir schließen, daß sich hier der Eruptionsherd befunden hat. Mit zunehmender Entfernung vom Auswurfpunkt wird immer weniger und immer feineres Tuffmaterial abgelagert. Die Mächtigkeit nimmt nach Westen schnell, nach Nordosten langsamer ab. Untergeordnet ausgebildete Lavaströme sind auf die Nähe des Eruptionsherdes beschränkt.

Aus der Wechsellagerung von Diabasen und Diabastuffen mit Kieselkalken geht hervor, daß mehrere, zeitlich voneinander getrennte Eruptionen stattgefunden haben. Westlich Bömighausen am Wege zum Sonder sind sechs eruptive Einlagerungen erkennbar. Auch auf der Höhe südöstlich des Sonnenberges ist diese Wechsellagerung zu beobachten. Im Gebiet des Grotenberges sind Kieselkalkbänke zwischen den einzelnen Tuff- und Diabaslagen nicht vorhanden. Es finden sich am Südhang der Höhe 584 gelegentlich 2—4 cm starke kieselkalkreiche Lagen in den Tuffen, die wahrscheinlich die letzten Ausläufer der Kieselkalkbänke nach dem Grotenberge zu sind. Entweder wurden in der Zeit zwischen den einzelnen Eruptionen auf dem Eruptionshügel auch Kieselkalke abgelagert, aber durch die nächste Eruption wieder zerstört, oder es konnten sich die Kieselkalke infolge anderer Sedimentationsverhältnisse auf dem Hügel gar nicht ablagern. Ich möchte das letztere annehmen, da auch nach der Beendigung der eruptiven Tätigkeit auf dem Eruptionshügel noch eine Zeit-

lang anormale Sedimentationsbedingungen vorhanden waren, wie weiter unten gezeigt wird. Ein schematischer Schnitt durch die eruptive Einlagerung ist als Abbildung 4 wiedergegeben.

Über der bis etwa 60 m mächtigen Einlagerung von durchweg ehemals glasigen Diabasen und Diabastuffen liegen in den Kieselkalken Einlagerungen, die im Gegensatz zu den liegenden Tuffen als Kristalltuffe [ROSENBUSCH 1923, S. 369] zu bezeichnen sind und in den untersuchten Aufschlüssen höchstens 0,50 m mächtig werden. Makroskopisch sehen diese Kristalltuffe aus wie helle sandige, oft glimmerreiche Tonschiefer. Im Dünnschliff, vgl. Figur 4 auf Tafel 18, sieht man in einer kieselig-kalkigen Grundmasse viele eckige Quarzbrocken, die gelegentlich feine Flüssigkeitseinschlüsse beherbergen, Feldspate mit deutlichen Zwillingslamellen, teilweise durch Kalkspat oder Quarz verdrängt, Muskovitblättchen und dunkle Gemengteile, die fast immer in Braun-

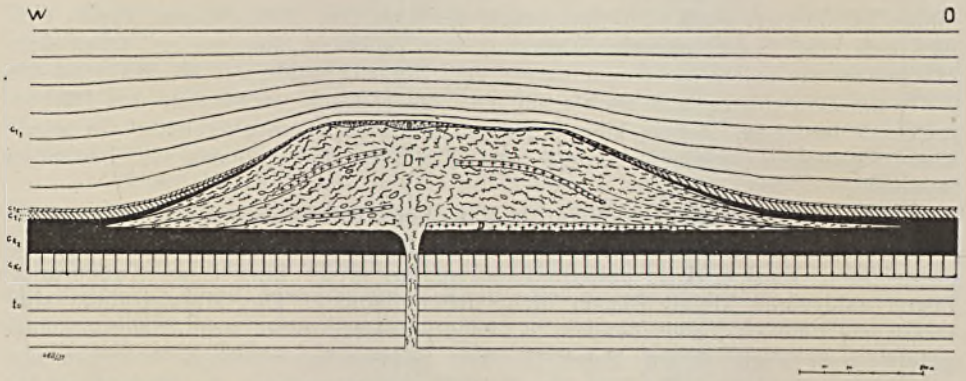


Abb. 4. Schematischer Schnitt durch die eruptive Einlagerung bei Welleringhausen-Bömighausen

Zeichenerklärung: to = Oberdevon, ck_1 = Culmlydite, ck_2 = Culmkieselkalke, D = Diabas, DT = Diabastuff, ct_1 = Alaunschiefer (Zone IIIα u. IIIα/β), ct_2 = Tonschiefer (Zone IIIβ), ct_3 = Tonschiefer u. Grauwackenschiefer (Zone IIIγ), G = Grauwacken (Zone IIIα)

eisen umgewandelt worden sind, gelegentlich aber noch Kristallumrisse erkennen lassen. Glasige Aschenteilchen, aus denen die oben erwähnten Tuffe ausschließlich bestehen, fehlen vollständig.

Diese Kristalltuffe konnte ich in mehreren Aufschlüssen immer im gleichen Niveau feststellen, und zwar dicht über den Aschentuffen und, wo diese fehlen, etwa 5 m unter der hangenden Grenze der Kieselkalke. Im Steinbruch am Südwestfuß des Sonnenberges, wo Aschentuffe nicht mehr nachgewiesen werden konnten, hat diese Kristalltuffbank die größte beobachtete Mächtigkeit von 0,50 m. Im unteren und oberen Teil enthält sie zahlreiche verhältnismäßig große Kristallsplitter der oben beschriebenen Art, in der Mitte finden sich nur wenige kleine Quarzbrocken. Im Steinbruch am Kuhtenberg und bei Bömighausen fand ich sie in etwa 15—20 cm Mächtigkeit dicht über den Aschentuffen, von diesen getrennt durch eine reine Kieselkalkbank. Im Steinbruch westlich Hp. Bömighausen liegt der Kristalltuff ebenfalls dicht über der aschentuffhaltigen, 25 cm starken Kalkbank, etwa 5 m unter der hangenden Grenze der Kieselkalke. Im gleichen Niveau findet sich der Kristalltuff in 3 cm Stärke im Steinbruch am Nordausgang von Rhena. Aschentuffe fehlen hier.

Klastische Einschwemmungen vom Festland können die Fremdkörper in den Kieselkalken nicht sein, da die Quarze ausgesprochen eckig sind und somit einen weiten Transport ausschließen. Die Kristalltuffe sind weiter verbreitet als die Aschentuffe. Es läßt sich von Osten nach Westen eine Zunahme der Mächtigkeit von 3 cm bei Rhena auf 50 cm am Sonnenberg feststellen. Ob und in welcher Mächtigkeit sich die Kristalltuffe noch weiter nach Westen fortsetzen, konnte ich nicht feststellen.

Wenn man diese Kristalltuffe mit der obigen Diabaseruption in Zusammenhang bringen will, so muß man sie sich durch einen explosionsartigen Ausbruch, bei dem ein granitischer oder ähnlicher Untergrund zertrümmert wurde, entstanden denken. Der Eruptionsherd hat wahrscheinlich weiter westlich gelegen. Die größere Verbreitung des Kristalltuffes läßt sich dadurch erklären, daß die Komponenten desselben spezifisch leichter sind und deswegen von der Strömung weiter fortgetragen werden konnten als die schweren basischen Magmenfetzen.

Glasige Aschentuffe sind in den Kieselschiefern und -kalken noch nie beobachtet worden, wohl aber verschiedentlich Kristalltuffe. Claus (1928, S. 248) fand in der Elsoffer Kulm-Mulde eine 0,20—0,25 m mächtige Tuffbank im Hangenden der *crenistria*-Kalkbank. Dieser Tuff liegt zwar in einem höheren Niveau, die Gemengteile desselben sind aber im wesentlichen die gleichen, wie ich sie in den Kieselkalken beobachten konnte: verwitterter Feldspat, eckige Quarzkörner, Flasern von Biotit und Körnchen eines stark zersetzten Eisenerzes durch Kalkspat verkittet. Paeckelmann (Kühne & Paeckelmann, 1929, S. 1240) erwähnt im Kieselkalk bei Flechtdorf (Blatt Adorf) dünne Zwischenlagen einer Muskovit-reichen Arkose. Nach Henke (Henke & Schmidt, 1922, S. 36) treten in Kieselkalkaufschlüssen auf Bl. Altenhundem „millimeterdünne Lagen von anscheinend tuffigem Material auf". Es ist nicht ausgeschlossen, daß alle diese Kristalltuffe einem Eruptionszentrum entstammen, das weiter westlich bzw. südwestlich, dort, wo heute nur Devonschichten anstehen, gelegen hat, daß dieser Eruptionsherd über dem Meeresspiegel bzw. dicht darunter gelegen hat, so daß die Tuffteilchen in die Luft geschleudert und vom Wind weit fortgetragen wurden.

In engem Zusammenhang mit der eruptiven Tätigkeit steht das Vorkommen von Roteisenstein, Manganit und Schwerspat. Diese Erze sind an mehreren Stellen erschürft und teilweise auch abgebaut worden. Bei Gebesloh an der Straße Neerdar—Bömighausen hat man während des Krieges durch Stollenbetrieb Manganerze abgebaut. Der Stollen ist leider nicht mehr zugänglich. Auf der Halde finden sich durch Quarz verkittete Kieselschieferbrekzien, durchsetzt mit Braunstein und Roteisen und derbe Manganitmassen. Am Westhang der Höhe 584 treten zwei 3—4 cm starke Roteisensteingänge an der liegenden Grenze der Diabaseinlagerung auf. Im Steinbruch am Kuthenberg sind kleine Klüfte mit Schwerspatausfüllung vorhanden. Diese setzen in die hangenden Kieselkalke fort und sind hier früher abgebaut worden. Der Kalkspat der Tuffe und teilweise die hangenden Kieselkalke sind hier durch Eisenoxyd intensiv rot gefärbt, ebenso einige Tonschieferlagen im Alaunschieferhorizont.

F. Abweichende Sedimentationsverhältnisse auf dem Eruptivhügel

Es wurde bereits oben darauf hingewiesen, daß auf dem Eruptionshügel (vgl. Abbildung 4, S. 234) andere Sedimentationsbedingungen vorhanden waren,

als auf dem normalen Meeresboden. Normale Bedingungen können wir für die Gegend östlich Bömighausen annehmen, wo die eruptive Tätigkeit nur noch in einem feinen Tuffgehalt des normalen Sedimentes nachzuweisen ist, und auch noch über der 2 m mächtigen Tuffeinlagerung im Steinbruch bei Bömighausen. Im letzteren sind zu unterst Lydite aufgeschlossen. Über einer Störungszone liegen 2,50 m Kieselkalke, darüber 2 m Aschentuff. Die Tuffeinlagerung ist im unteren Teil grobkörniger und kompakt, nach oben hin wird sie feiner und schichtiger. Dicht über dem Tuff liegt eine 15 cm mächtige Kristalltuffbank. Es folgen dann noch etwa 5 m Kieselkalke. Weiterhin sind die Schichten am Straßenhang nur schlecht zu beobachten. Es finden sich Gesteine aus dem Horizont der vorwiegenden Alaunschiefer mit *Glyphioceras crenistria* (IIIα) und die charakteristische *Nomismoceras*-Bank (IIIα/β). Dicht über dieser Bank, ungefähr 7 m über den Kieselkalken, liegen milde Tonschiefer mit *Gl. subc. subcircularis* (IIIγ_2). Die gleichen Zonenmächtigkeiten bestehen auch im Bahneinschnitt östlich der Straße Rhena—Schweinsbühl und am Südwestfuß des Sonnenberges. Auch im Steinbruch westlich Hp. Bömighausen liegen über der aschentuffhaltigen Kalkbank noch etwa 5 m Kieselkalke.

Abweichend hiervon sind die Schichten am Osthang der Höhe 584 entwickelt. Im Hangenden der hier mächtigen Tuffe treten zwei Kieselkalkeinlagerungen auf. Über der obersten Tufflage liegen 1,70 m Kieselkalke. Es folgen dünne Alaunschiefer und teilweise kalkige Tonschiefer. Etwa 4 m über den Kieselkalken setzt in hellgefärbten Tonschiefern bereits die IIIγ-Zone ein. Im Vergleich zum Profil von Bömighausen sind die hangenden Kieselkalke von 5 m auf 1,70 m und die Zonen IIIα—β von etwa 7 m auf 4 m reduziert. Am Südhang des Grotenberges ist kein geeigneter Aufschluß vorhanden. Kieselschiefer- bzw. Kieselkalk-Lesestücke finden sich nur verhältnismäßig wenig. Dicht über der eruptiven Einlagerung liegen Tonschieferstücke. Die Kieselkalke scheinen teilweise ganz unterdrückt zu sein. Lesestücke der *crenistria*-Kalkbank fand ich an verschiedenen Stellen. Dieser Kalk ist wahrscheinlich überall abgelagert worden.

Interessant ist das Auftreten von grauwackenähnlichen Gesteinen am Südostabfall des Grotenberges in einem Horizont, der auf Blatt Goddelsheim sonst keine derartig klastischen Sedimente aufweist. Am oberen Hangweg ist folgendes Profil aufgeschlossen, leider nur schlecht, so daß genaue Mächtigkeitszahlen nicht angegeben werden können:

Grauwackenschiefer.
Gebänderte Tonschiefer mit *Gl. subcircularis* (IIIγ).
Milde Tonschiefer mit β-Fauna *(Gl. str. waldeckense).*
Kieselig-kalkige Schiefer mit *Nomismoceras germanicum* (IIIα/β).
40 cm dunkle kristalline Kalkbank.
ca. 5 m feinkörnige Grauwacke.
Kieselkalke ?
Diabas und Diabastuffe.

Von der *Nomismoceras*-Schicht an stimmt das Profil mit dem Normalprofil der im Streichen gelegenen Aufschlüsse überein. Anormal ist die α-Zone entwickelt. Die Grauwacken vertreten hier faziell die Alaunschiefer. Am Südwestfuß des Sonnenberges beobachtete ich ebenfalls eine Grauwackeneinlagerung in den untersten Alaunschiefern, hier allerdings nur in wenigen Zentimetern Mächtigkeit. Abgesehen von diesen auf die Nähe des Eruptionshügels beschränkten Vorkommens fehlen derartige klastische Einlagerungen in der α-Zone vollständig.

Diese Grauwacke ist feinkörnig und dünnbankig entwickelt. Sie besteht aus vielen, nur wenig gerundeten Quarzbrocken, feinen Muskovit-Blättchen, Brauneisenkörnchen und wenig Feldspaten. Die Quarzbrocken sind schichtig zwischen den Glimmerschuppen angeordnet. Da die Bestandteile im wesentlichen dieselben sind wie in den Kristalltuffen, könnte man diese Gesteine für aufgearbeitete Kristalltuffe halten, indem die Komponenten des letzteren an geeigneten Stellen des Eruptionshügels zusammengeschwemmt wurden.

Im Harz [Weigelt, 1919, S. 188; Bode & Schroeder, S. 25] und im Kellerwald [Denkmann, 1901, S. 53] sind Grauwackeneinlagerungen in den Kieselschiefern bekannt. Grauwacken treten auch hier sonst erst in höherem Niveau auf. Unter diesen Grauwackeneinlagerungen sind sowohl im Harz wie im Kellerwald in den culmischen Kieselschiefern Diabase vorhanden. Auffallend ist, daß überall da, wo Culmdiabase nicht bekannt sind, auch keine Grauwackeneinlagerungen in den Kieselschiefern und Kalken festgestellt wurden. Diese Grauwackeneinlagerungen sind nicht in Vergleich zu stellen mit den Grauwacken in den Kieselschiefern im Lahngebiet, wenigstens dort nicht, wo die Grauwacken infolge der Küstennähe die Kieselschiefer mehr oder weniger vertreten können.

Ein interessantes Gestein fand ich am Südhang des Grotenberges dicht über der eruptiven Einlagerung, leider nicht anstehend, sondern nur in Lesestücken. In einem vollständig gleichmäßigen, milden Tonschiefer liegen auf einer Schichtfläche verstreut Quarzgerölle von durchweg Haselnußgröße. Wie diese Gerölle plötzlich in den feinen Tonschiefer hineingekommen sind, muß dahingestellt bleiben.

G. Zusammenfassung und Gesamtfossilliste

Die Zonen IIIβ und IIIγ der *Glyphioceras*-Stufe H. Schmidt's konnten auf Grund der faunistischen Untersuchungsergebnisse in mehrere Teilzonen untergliedert werden. Zwischen den Zonen IIIα und IIIβ wurde eine Grenzzone festgestellt. Diese Untersuchungsergebnisse sind von besonderer Bedeutung, da unabhängig davon zur gleichen Zeit im Oberharz von Dipl.-Berg-Ing. Kobold im wesentlichen die gleichen Teilzonen festgestellt werden konnten. Auch mit den Goniatitenzonen im englischen Unterkarbon bestehen wesentliche Übereinstimmungen. In der nachstehenden Tabelle 3 sind die Goniatitenzonen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges denen des Oberharzes und Englands gegenübergestellt. Die Reihenfolge der einzelnen Horizonte ist stets die gleiche. Fehlt in einem Gebiet ein Horizont, der in anderen Gebieten beobachtet wurde, so liegt vermutlich die Ursache hierfür in den unruhigen Sedimentationsbedingungen, infolge derer die betreffenden Schichten gar nicht oder so stark reduziert abgelagert wurden, daß der betreffende Horizont leicht übersehen werden kann.

Mächtigkeit und petrographische Beschaffenheit der einzelnen stratigraphischen Horizonte sind starken Schwankungen unterworfen. Sie sind einerseits bedingt durch das Relief des Meeresbodens, indem auf den Schwellen nur wenig, oft kalkiges Sediment, in den Senken viel toniges bzw. grobklastisches Sediment abgelagert wurde, andererseits hängen sie ab von der jeweiligen Entfernung von der Küstenlinie; in Küstennähe erfolgte starke Sedimentation vorwiegend grobklastischer Sedimente; mit zunehmender Entfernung vom Festland nehmen die Zonenmächtigkeit und die grobklastische Komponente in den Sedimenten ab.

Tabelle 3

Gliederung H. SCHMIDT		Ostrand des Rhein. Schiefergebirges (HAUBOLD)	Oberharz (KOBOLD)	England Midland, Province (BISAT)
III	γ	*Gl. gran. schaelkense*		*umbilicus-schaelkense*
		Gl. gran. poststriatum u. *Gl. subcircularis*	*Gl. gran. poststriatum* u. *Gl. subc. subcircularis*	*subcircularis*
		Gl. spirale	*Gl. str. crenistriatum* *Gl. gran. spirale*	*crenistriatum granosum like form*
	β	*Gl. str. waldeckense*	*Gl. str. waldeckense*	
		Gl. waddingtoni	*Gl. waddingtoni*	*waddingtoni*
		Gl. str. elegans	*Gl. str. elegans*	*elegans*
		Gl. str. falcatum	*Gl. str. falcatum*	*falcatum* u. *striatum*
		Gl. str. striatum	*Gl. str. striatum*	
		Gl. spirifer u. *Gl. intermedium*	*Gl. str. spirifer* *Gl. intermedium*	*Nomismoceras*-beds
	α	*Gl. crenistria*	*Gl. crenistria*	*crenistria*

Die Goniatitenzonen der Stufe III H. SCHMIDT am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges, im Oberharz und in England.

Die Ansicht, daß die Grauwackenbildung nach Norden zu in immer jüngeren Horizonten einsetzt, fand eine weitere Bestätigung. Von Bedeutung ist die Feststellung einer Schwellenfazies am heutigen Devonsattel nördlich Bömighausen. Es erweckt den Anschein, daß dieser Sattel schon vor der IIIβ-Zeit angelegt worden ist.

Von besonderem Interesse ist der Nachweis einer eruptiven Tätigkeit während der oberen Kieselkalkzeit; ob sie noch in die Stufe II oder schon in die Stufe III fällt, bleibt unklar, bis das Alter der Kieselkalke einwandfrei festgelegt ist. Sowohl die geförderten Diabase wie die Diabastuffe sind ursprünglich stets glasig ausgebildet. Die glasigen Tuffe sind auf ein örtlich engbegrenztes Gebiet bei Welleringhausen und Bömighausen beschränkt. Weitere Verbreitung zeigt ein über diesen glasigen Tuffen liegender Kristalltuff, der wahrscheinlich von einem anderen Eruptionsherd abzuleiten ist.

Paläontologischer Anhang

Im folgenden sind die stratigraphisch wichtigen Glyphioceraten mit ihren bei schiefriger Erhaltung charakteristischen Merkmalen angeführt. Eine ausführlichere Beschreibung der Glyphioceraten bzw. der Goniatiten enthält die Arbeit von KOBOLD (1930), der im Harz wesentlich besseres Material sammelte.

Glyphioceras crenistria PHILL.

1911 *Glyphioceras (Sphenoceras) crenistria* PHILL., NEBE, S. 466, Taf. 15, Fig. 2 u. 2a.
1925 *Glyphioceras crenistria* PHILL., H. SCHMIDT, S. 565, Taf. 21, Fig. 3, Taf. 23, Fig. 14.

Charakteristisch sind die gezähnelten Anwachsstreifen. Die typische Ausbildung derselben findet sich bei NEBE (1911) auf Tafel 15 als Figur 2a abgebildet. Die Jugendformen sind kugelig und haben einen geraden Verlauf der Anwachsstreifen. Mit zunehmendem Alter werden die Formen flacher und die

Gesamt-Fossilliste

	Kiesel-Kalk	III α	III α/β	III β	III γ_1	III γ_2	III γ_3
Foraminifera					—		
Coralla:							
Zaphrentis sp.		—			—		
Echinodermata:							
Lophocrinus minutus Roemer		—					
Crinoidea-Stielglieder	—	—		—		—	
Bryozoa:							
Fenestella sp.						—	
Brachiopoda:							
Discina sp.				—	—		
Orthis (Schizophoria) resupinata (Martin)			? —			—	
Schellwienella cf. *crenistria* Phill.	—						
Chonetes (Chonetes) laguessianus De Kon.	—		—	—		—	
Chonetes (Chonetes) longispinus F. Roemer		—					
Chonetes (Chonetes) sp.						—	
Chonetes (Plicochonetes) waldschmidti Paeck			—				
Chonetes (Plicochonetes) cf. *crassistrius* var. *minima* Paeck						—	
Chonetes (Tornquistia) politus M'Coy		—	—	—			
Chonetipustula concentrica (Sarres, em. Kays.)		—					
Rhynchonella papyracea A. Roemer	—	—		—		—	
Spirifer macrogaster A. Roemer			—			? —	
Spirifer sp. (radial gerippt)						—	
Spirifer sp. (glattschalig)	—						
Glattschalige Brachiopoden		—		—		—	
Lamellibranchiata:							
Actinopteria cf. *persulcata* Martin						—	
Actinopteria sp.						—	
Posidonia becheri Bronn		—	—	—	—		
Aviculopecten papyraceus Morris		—					
Aviculopecten sp.		—	—	—		—	
Posidoniella elongata Phill.						—	
Posidoniella cf. *lewis* Brown						—	
Posidoniella cf. *minor* Brown						—	
Posidoniella variabilis Hind						—	
Posidoniella sp. mit Radialrippung						—	
Posidoniella sp.				—		—	—
Parallelodon sp.						—	
Chaenocardiola haliotoidea Roemer		—					
Chaenocardiola sp.		—		—			
Edmondia sp.						—	
Gastropoda:							
Porcellia ? *woodwardii* Martin				—			

	Kiesel-Kalk	III α	III α/β	III β	III γ_1	III γ_2	III γ_3
Cephalopoda:							
Orthoceras striolatum H. v. MEYER		—	—	—	—	—	
Orthoceras scalare GOLDF.		—	—	—			
Orthoceras sp.			—	—		—	
Glyphioceras crenistria PHILL.		—					
Glyphioceras crenistria cf. var. *globoides* H. SCHMIDT		—					
Glyphioceras intermedium KOBOLD			—				
Glyphioceras spirifer ROEMER			—				
Glyphioceras striatum striatum SOW.				—			
Glyphioceras striatum falcatum ROEM.				—			
Glyphioceras striatum elegans BIAST				—			
Glyphioceras striatum waldeckense n. sub. sp.							
Glyphioceras waddingtoni BISAT							
Glyphioceras crenistriatum BISAT							
Glyphioceras spirale PHILL.							
Glyphioceras subcircularis subcircularis MILL.							
Glyphioceras subcircularis newsomi SM.							
Glyphioceras subcircularis caneyanum GIRTY							
Glyphioceras granosum poststriatum BRÜNING							
Glyphioceras granosum schaelkense BRÜNING							
Nomismoceras germanicum H. SCHMIDT		—	—	—			
Nomismoceras grimmeri KITTL		—					
Nomismoceras ? frechi KITTL		—					
Münsteroceras truncatum PHILL.		—	—				
Pronorites cyclolobus PHILL.		—					
Sagittoceras aff. *brüningianum* H. SCHMIDT			—				
Sagittoceras ? burhennei BRÜNING				—			
Sagittoceras coronula ROEMER							
Sagittoceras ? meslerianum GIRTY							—
Sagittoceras sp.		—	—	—			
Prolecanites serpentinus H. SCHMIDT							
Prolecanites ? quinquelobus KITTL							—
Dimorphoceras sp.							
Anthracoceras sp.							—
Nautilide							
Trilobitae:							
Cylindraspis aprathensis R. & E. RICHTER			—	—			
Cylindraspis sp.			—				
Phillipsia westfalica NEBE						—	
Pisces:							
Knochenplatte eines Placodermen						—	
Plantae:							
Rhacopteris paniculifera STUR bzw. *lindseaeformis* KIDST.			—				
Trigonocarpus aff. *schulzianus* GÖPP.							—
Pteridophyllenstengel				—		—	
Bythotrephis sp.			—				—
Problematica:							
Dictyodora liebeana WEISS						—	

Anwachsstreifen schwach zweibogig. Die Nabelweite beträgt etwa $^1/_6$ Durchmesser. Spiralstreifen sind nur in der Zähnelung der Anwachsstreifen angedeutet.

Glyphioceras crenistria cf var. *globoides* H. Schm.

1925 *Glyphioceras crenistria* var. *globoides* n. var., H. Schmidt, S. 566, Taf. 21, Fig. 1.

Diese sehr breit- und niedrigmündige Varietät von *Gl. crenistria* Phill. findet sich stellenweise sehr häufig in den Alaunschiefern der IIIα-Zone. Die gefundenen Exemplare stimmen, abgesehen von der Form, auch im Verlauf der Anwachsstreifen, die gerade über den breiten Rücken gehen, mit *Gl. crenistria* var. *globoides* überein. Nur scheint, soweit aus Schmidt's Skizze, Taf. 21, Fig. 1, hervorgeht, der Abstand zwischen den einzelnen Anwachsstreifen bei den vor mir gefundenen Stücken größer zu sein.

Glyphioceras intermedium Kobold

1930 *Glyphioceras intermedium* n. sp., Kobold, S. 64, Taf. 2, Fig. 6—10.

Eine Übergangsform zwischen *Gl. crenistria* Phill. und *Gl. striatum* Sow.: aus den bei *Gl. crenistria* nur durch Zähnelung der Anwachsstreifen angedeuteten Spiralstreifen entwickeln sich hier bei älteren Formen auf der Außenseite, gelegentlich auch um den Nabel herum deutliche Spiralstreifen. Ferner sind im Gegensatz zu *Gl. crenistria* die Anwachsstreifen frühzeitig zweibogig, und der Nabel ist bei älteren Exemplaren weiter. Sowohl die Ausbildung von Spiralstreifen und die frühzeitig gebogenen Anwachsstreifen sind Eigenschaften, die *Gl. striatum* aber in noch ausgeprägterem Maße eigentümlich sind. — Eine ausführlichere Beschreibung bringt Kobold in seiner Dissertation. — Die ersten von *Gl. crenistria* Phill. abweichenden Formen treten über der *crenistria*-Kalkbank auf. Eine einwandfreie Trennung zwischen *Gl. crenistria* und *Gl. intermedium* ist hier nicht immer möglich.

Glyphioceras spirifer Roem.

1850 *Goniatites crenistria* Phill., Sandberger, S. 74, Taf. 5, Fig. 1 b—c.
1850/54 *Goniatites spirifer* n. sp., Roemer, S. 51, Taf. 8, Fig. 16.
1920 *Glyphioceras costulatus* Roem., Brüning, S. 36.
1925 *Glyphioceras crenistria* var. *praestriata* n. var., H. Schmidt, S. 566, Taf. 21, Fig. 2.
1930 *Glyphioceras striatum spirifer* Roem., Kobold, S. 70, Taf. 3, Fig. 11—14.

Die Spiralskulptur ist kräftig, stets aus etwa 75 Spiralstreifen bestehend. Der Abstand der Spiralstreifen ist verschieden groß. Die Anwachsstreifen sind deutlich geschwungen. Im Alter treten den Anwachsstreifen folgende Furchen auf, die die Spiralstreifen unterbrechen. Diese Art ist *Gl. striatum* ähnlich, unterscheidet sich aber hiervon durch die geringe Zahl der Spiralstreifen (75 gegen 100). Die Skulptur der gefundenen Exemplare stimmt mit Sandberger's *Gl. crenistria* auf Tafel 5, Figur 1 b und 1 c, vollkommen überein. Diese Abbildung wird von Schmidt (1925, S. 566) als typisch für *Gl. crenistria* var. *praestriata* angegeben. Diese *crenistria*-Varietät scheint demnach nicht aufrechterhalten werden zu können, sie ist als *Gl. spirifer* Roemer zu deuten.

Glyphioceras striatum striatum Sow.

1925 *Glyphioceras striatum striatum* Sow., H. Schmidt, S. 563, Taf. 21, Fig. 4, Taf. 23, Fig. 15.

Die Spiralstreifung ist regelmäßig vom Nabel bis zur Außenkante ausgebildet. Die jüngeren Individuen weisen infolge der Gleichwertigkeit der Radial-

und Spiralstreifung eine feine Netzskulptur auf. Bei größeren Exemplaren herrscht die Spiralstreifung vor. Die Zahl der Spirallinien beträgt etwa 95. Die Anwachsstreifen sind sehr früh geschwungen. Der Nabel ist eng. Verhältnis von Nabel zu Durchmesser 1 : 6 bis 1 : 7. *Gl. str. striatum* findet sich zuunterst zusammen mit *Gl. spirifer* ROEMER und geht durch die β-Zone durch bis in die Teilzone IIIβ_4. In IIIβ_5 habe ich keine typischen Exemplare mehr gefunden.

Glyphioceras striatum falcatum ROEM.

1850/54 *Goniatites falcatus* n. sp., ROEMER, S. 50, Taf. 8, Fig. 11.
1850/54 *Goniatites reticulatus* n. sp., ROEMER, S. 50, Taf. 8, Fig. 12.
1925 *Glyphioceras striatum falcatum* ROEM., H. SCHMIDT, S. 569, Taf. 21, Fig. 7, Taf. 25, Fig. 18.
1929 *Glyphioceras striatum falcatum* ROEM., HOECK, S. 34, Taf. 2, Fig. 3.
1930 *Glyphioceras striatum falcatum* ROEM., KOBOLD, S. 73, Taf. 5, Fig. 23—25, Taf. 6, Fig. 26—28.

Diese Art ist durch sichelförmige Anwachsstreifen mit starker Lingua ausgezeichnet. Die bei kleineren Exemplaren vorhandenen Spiralstreifen verlieren sich mit zunehmender Größe. Sie ist selbst in Fragmenten leicht erkennbar.

Glyphioceras striatum elegans BIS.

1928 *Glyphioceras elegans* n. sp., BISAT, S. 131, Taf. 6a, Fig. 2.
1929 *Glyphioceras elegans* BIS., HOECK, S. 35, Taf. 2, Fig. 4.
1930 *Glyphioceras striatum elegans* BIS., KOBOLD, S. 75, Taf. 7, Fig. 30—31.

Die stark zweibogigen Anwachsstreifen verlaufen nicht radial wie bei *Gl. str. striatum* und *Gl. str. falcatum*, sondern sind im ganzen nach rückwärts gebogen. Auch hat diese Form einen weiteren Nabel als die vorigen. Verhältnis von Nabel zu Durchmesser 1 : 4. Spiralstreifen sind am Nabel und auf der Außenseite vorhanden, auf den Flanken fehlen sie.

Glyphioceras striatum waldeckense n. subsp.

Tafel 18, Figur 5

1930 *Glyphioceras striatum waldeckense* HAUBOLD, KOBOLD, S. 81, Taf. 9, Fig. 45, Taf. 10, Fig. 46—47.

Diese neue Unterart steht *Gl. str. elegans* nahe. Die Anwachsstreifen haben den gleichen zurückgebogenen Verlauf. Charakteristisch sind die gut ausgebildeten Anwachsstreifen, die bei den anderen β-Glyphioceraten, abgesehen von *Gl. str. falcatum*, immer gegenüber der Spiralstreifung zurücktreten. Während *Gl. str. falcatum* dicke, sichelförmige, glatte Anwachsstreifen besitzt, sind diese bei *Gl. str. waldeckense* flach und gezähnelt. Die Anwachsstreifen stehen verhältnismäßig weit auseinander; hierdurch wird besonders bei größeren Exemplaren eine ausgesprochene Grobstreifigkeit hervorgerufen, auf Grund derer sich auch Fragmente eindeutig bestimmen lassen. Die Nabelweite ist geringer als bei *Gl. str. elegans*, sie beträgt etwa $^1/_6$ Durchmesser. Spiralstreifen sind nur um den Nabel herum vorhanden. Das größte Exemplar hat einen Durchmesser von 60 mm. Fragmente mit weiter auseinanderliegenden Anwachsstreifen lassen auf noch größere Exemplare schließen. Diese neue Form ist im obersten Teil der β-Zone sehr häufig und kommt hier zusammen vor mit *Gl. crenistriatum* BIS. Einige von HOECK (1929) gesammelte, unter dem Belegmaterial befindliche und mit *Glyphioceras* sp. bezeichnete Stücke erwiesen sich als zu dieser Form gehörig. KOBOLD beobachtete die gleiche Art im selben Horizont im Oberharz.

Glyphioceras waddingtoni Bis.

1928 *Glyphioceras waddingtoni* n. sp., Bisat, S. 132, Taf. 6 a, Fig. 3.
1929 *Glyphioceras quinquagenarium* n. sp., Hoeck, S. 36, Taf. 2, Fig. 5.
1930 *Glyphioceras striatum waddingtoni* Bis., Kobold, S. 78, Taf. 9, Fig. 41—44.

Es fanden sich nur einige wenig gut erhaltene Exemplare. Im Gegensatz zu den anderen β-Glyphioceraten erreicht diese Art nur eine geringe Größe. Das größte Stück hat einen Durchmesser von 40 mm bei einer Nabelweite von 8 mm. Ein weiterer Unterschied besteht in der geringen Anzahl Spiralstreifen, etwa 60. Die Spiralstreifung ist deutlich sichtbar, gleichmäßig über die ganze Schale verteilt. Mehrere Stücke fand ich am Südwestfuße des Eschenberges bei Hillershausen zusammen mit *Gl. str. striatum* unter den Schichten mit zahlreichen Exemplaren von *Gl. str. waldeckense* und *Gl. crenistriatum*.

Glyphioceras crenistriatum Bis.

1928 *Glyphioceras crenistriatum* n. sp., Bisat, S. 132, Taf. 6 a, Fig. 3.
1930 *Glyphioceras striatum crenistriatum* Bis., Kobold, S. 83, Taf. 12, Fig. 58—60, Taf. 13, Fig. 61—66, Taf. 14, Fig. 67—70.

In Fragmenten ist diese Art schwer von *Gl. str. striatum* zu unterscheiden. Sie besitzt ebenfalls 95—100 regelmäßig ausgebildete Spiralstreifen. Abweichend und für diese Art charakteristisch ist der Verlauf der Anwachsstreifen. Diese gehen gerade über die Flanken hinweg und machen dann eine tiefe Außenbucht. Ein weiterer Unterschied gegenüber *Gl. str. striatum* besteht in der größeren Nabelweite; 1 : 5 gegenüber 1 : 6 bis 1 : 7. Es ist die einzige Art mit β-Skulptur (95—100 Spiralstreifen), die in die γ-Zone hineinreicht. (Die γ-Arten haben nur bis 36 Spiralstreifen).

Glyphioceras spirale Phill.

Tafel 18, Figur 6

1911 *Glyphioceras (Beyrichoceras) spirale* Phill., Nebe, S. 469, Taf. 16, Fig. 1—3.
1925 *Glyphioceras spirale* Phill., H. Schmidt, S. 566, Taf. 21, Fig. 11.
1930 *Glyphioceras granosum spirale* Phill., Kobold, S. 87, Taf. 11, Fig. 51—55.

Im Gegensatz zu den β-Glyphioceraten, abgesehen von *Gl. waddingtoni*, wesentlich kleinere Form. Die Spiralstreifen sind gleichmäßig und kräftig ausgebildet. Je Windung sind 4 starke Einschnürungen vorhanden. Die meist gut sichtbaren Anwachsstreifen sind schwach zweibogig. Nabelweite $^1/_5$ Dm. Die Zahl der Spiralstreifen beträgt von Mitte Außenseite bis Spitze Lingua 8—10, von hier bis zur Nabelkante 20. — Die getrennte Zählung der Spiralstreifen ist ein Hilfsmittel von Prof. Dr. H. Schmidt zur Unterscheidung des *Gl. spirale* Phill. und der Unterarten des *Gl. subcircularis* Mill.

Glyphioceras subcircularis subcircularis Mill.

Tafel 18, Figur 7

1903 *Goniatites subcircularis* Mill., Smith, S. 81, Taf. 26, Fig. 14—18.
1925 *Glyphioceras subcircularis subcircularis* Mill., H. Schmidt, S. 573, Taf. 21, Fig. 12, Taf. 24, Fig. 1—2.
1930 *Glyphioceras subcircularis subcircularis* Mill., Kobold, S. 99, Taf. 17, Fig. 81 bis 85, Taf. 18, Fig. 86—88.

Flache, scheibenförmige Form mit kräftiger Spiralstreifung. Die nur undeutlichen Anwachsstreifen sind wie bei allen *subcircularis*-Unterarten stark vorgezogen. Außenbucht fehlt, daher auch keine Lingua. Typisch für diese Form ist das starke Höhenwachstum und hiermit verbunden eine Vermehrung

der Spiralstreifen von 16 auf etwa 25 je nach der Größe. Das abgebildete Exemplar hat einen Durchmesser von 10 + 15 mm. Diese Form wird etwa 30 mm groß. Der Nabel ist eng. Einschnürungen sind nur schwach vorhanden.

Glyphioceras subcircularis caneyanum Girty

1903 *Goniatites striatus* Sow., Smith, S. 80, Taf. 26, Fig. 6—7.
1909 *Gastrioceras caneyanum* n. sp., Girty, S. 57, Taf. 12, Fig. 4—10.
1925 *Glyphioceras subcircularis caneyanum* Girty, H. Schmidt, S. 573, Taf. 21, Fig. 13, Taf. 24, Fig. 3.

Diese Unterart ist weiter genabelt und in der Form breiter als *Gl. subc. subcircularis*, auch sind die (vier) Einschnürungen kräftiger. Infolge der breiten Gestalt finden sich die Exemplare häufig breitgedrückt erhalten vor. Die Anwachsstreifen sind ebenfalls stark vorgezogen, weisen aber eine Außenbucht auf. Ein innerer Lateralvorsprung ist nicht vorhanden. Die Zahl der Spiralstreifen beträgt konstant 16, und zwar wurden von Mitte Außenbucht bis Spitze Lingua 5 und von hier bis zur Nabelkante 11 gezählt.

Glyphioceras subcircularis newsomi Sm.

1903 *Goniatites newsomi* n. sp., Smith, S. 78, Taf. 17, Fig. 2—5.
1909 *Goniatites newsomi* Sm., Girty, S. 62, Taf. 12, Fig. 11.
1925 *Glyphioceras subcircularis newsomi* Sm., H. Schmidt, S. 573, Taf. 21, Fig. 14, Taf. 24, Fig. 4—7.
1930 *Glyphioceras subcircularis newsomi* Sm., Kobold, S. 97, Taf. 12, Fig. 57.

Eine noch breitere und noch weiter genabelte Unterart. Die Einschnürungen sind kräftig. Die Zahl der Spiralstreifen beträgt 21, von Mitte Außenbucht bis Spitze Lingua 7 und von hier bis zur Nabelkante 14. Verlauf der Anwachsstreifen wie bei *Gl. subc. caneyanum*, dem diese Unterart überhaupt sehr ähnlich ist.

Glyphioceras granosum poststriatum Brg.

1920 *Neoglyphioceras poststriatum* n. gen., n. sp., Brüning, S. 44, Fig. 8 f. u. 10 a.
1925 *Glyphioceras granosum poststriatum* Brg., H. Schmidt, S. 571, Taf. 21, Fig. 8, Taf. 23, Fig. 21—24.
1930 *Glyphioceras granosum poststriatum* Bgr., Kobold, S. 92, Taf. 19, Fig. 91—95, Taf. 20, Fig. 96—99.

Spiralskulptur sehr kräftig, stets aus 36—40 Leisten bestehend. Das Gehäuse ist bei jugendlichen Formen kugelig, bei größeren sind die Streifen mehr parallel gestellt. Breiter Rücken. Die Anwachsstreifen sind einbogig. Diese Art wird größer als *Gl. subcircularis*.

Glyphioceras granosum schaelkense Brg.

1920 *Paraglyphioceras schaelkense* n. gen., n. sp., Brüning, S. 42, Fig. 8 c u. 9 e.
1925 *Glyphioceras granosum umbilicus* Roem., H. Schmidt, S. 571, Taf. 21, Fig. 10, Taf. 23, Fig. 19—20.

Diese Form hat schwach gekerbte einbogige Anwachsstreifen. Spiralstreifung ist nicht vorhanden. Die Skulptur ist so charakteristisch, daß sie mit keinem anderen Glyphioceraten verwechselt werden kann. Die in Tonschieferlagen zwischen dicken Grauwackenbänken gefundenen Stücke sind durchweg stark verdrückt, so daß über die Gestalt nichts gesagt werden kann. H. Schmidt hat diese Form als *Gl. granosum umbilicus* Roem. bezeichnet, da er die von Roemer als *Goniatites umbilicus* beschriebenen Exemplare als die zugehörige

Jugendform ansah. Nach neueren Untersuchungen von H. Schmidt und Kobold haben sich diese Jugendformen als nicht zu *Gl. granosum* gehörig erwiesen; sie gehören vielmehr einer älteren Art aus der β-Zone an. Damit kommt dieser Form nicht der Name *umbilicus* Roemer, sondern *Gl. granosum schaelkense* Brg. zu, da Brüning diese Art als solche zuerst beschrieben hat.

Nomismoceras grimmeri Kittl

Tafel 18, Figur 8

1904 *Tetragonites grimmeri* n. gen., n. sp., Kittl, S. 677, Taf. 21, Fig. 18—24.
1911 *Glyphioceras* aff. *reticularis* Phill., Nebe, S. 434 u. 473, Taf. 16, Fig. 9.
1925 *Nomismoceras grimmeri* Kittl, H. Schmidt, S. 553, Taf. 20, Fig. 14, Taf. 23, Fig. 12.

Die aus starken Rippen bestehende Skulptur ist sehr gut erhalten. Die Rippen verlaufen gerade über die Seitenfläche. Auf der Außenseite weisen sie einen scharfen, ohrähnlichen Vorsprung auf. Nahe der Peripherie teilen sie sich. Die Spaltung der Rippen und die typische Viereckspirale der inneren Windungen ist auf dem abgebildeten Stück gut wahrnehmbar.

Knochenplatte eines Placodermen

Tafel 18, Figur 9

An der Basis der Zone IIIγ_2 fand ich bei Rhena (Bahneinschnitt) das abgebildete Stück, das als Knochenplatte eines Placodermen anzusprechen ist.

Literaturverzeichnis

Bisat, W. S.: The Carboniferous Goniatites of the North of England and their Zones. — Proceed. Yorkshire Geol. Soc., n. s. **20**, 1, S. 40—124, Taf. 1—11, Leeds 1924.

—: The Carboniferous Goniatite Zones of England and their Continental Equivalents. — Congrès de Stratigraphie Carbonifère, Heerlen 1927, S. 117—133, Taf. 6—6a, Lüttich 1928.

Bode, A., & Schroeder, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 174, Blatt Lutter am Berge. — 163 S., 2 Taf., Berlin 1913.

Böttcher, H.: Faltungsformen und primäre Discordanzen im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. — Glückauf, **63**, S. 113—121, Essen 1927.

Brauns, R.: Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterland II. — Z. deutsch. geol. Ges., 1889, **41**, S. 491—544, Taf. 21, Berlin 1889.

—: Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz. — N. Jb. Min., Beil. **21**, S. 302—324, Taf. 14—20, Stuttgart 1906.

Brüning, K.: Beiträge zur Kenntnis des rheinisc-westfälischen Unterkarbons. — Dissert., 65 S., 3 Taf., Marburg 1920.

Claus, R.: Die Elsoffer Kulm-Mulde. — Z. deutsch. geol. Ges., 1927, **79**, S. 235—279, Taf. 5, Berlin 1928.

Dahlgrün, F.: Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiet des Harzes. — Jb. preuß. geol. Landesanst. 1924, **45**, S. 249—281, Berlin 1925.

Denckmann, A.: Der geologische Bau des Kellerwaldes. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. 34, 83 S., 3 Taf., Berlin 1901.

Girty, G.: The Fauna of the Caney-Shale of Oklahoma. — U. S. Geol. Surv. Bull. **377**, 75 S., 13 Taf., Washington 1909.

Henke, W., & Schmidt, W. E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 236, Blatt Altenhundem. — 64 S., Berlin 1922.

Hoeck, H.: Über den Culm an der Edertalsperre. — N. Jb. Min., 1928, Beil. **61**, B, S. 1—40, Taf. 1—2, Stuttgart 1929.

Kegel, W.: Das Untercarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. — Dies. Jb. 1924, **45**, S. 287—306, Berlin 1925.

—: Zur Kenntnis des Untercarbons im südöstlichen Dillgebiet. — Dies. Jb. 1927, 48, S. 616—647, Taf. 31—32, Berlin 1928.
KITTL, E.: Geologie der Umgebung von Sarajevo. — Jb. k. k. geol. Reichsanst. 1903, 53, S. 515—748, Geol. Karte, Taf. 21—23, Wien 1904.
KOBOLD, A.: Die Gliederung des Oberharzer Kulms nach Goniatiten. — Dissert., 150 S., 27 Taf., Berlin 1930.
KRANZ, W.: Zur Geologie und Morphologie der Umgebung von Bad Wildungen. — Z. deutsch. geol. Ges., 1920, 72, S. 112—144, Taf. 3, Berlin 1921.
KRAUS, E.: Das Wachstum der Kontinente nach der Zyklustheorie. — Geol. Rundsch. 1928, 19, S. 353—386 u. 481—493, Berlin 1928.
KÜHNE, F., & PAECKELMANN, W.: Die stratigraphische und fazielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit Nachbargebieten. — Dies. Jb. 1928, 49, 2, S. 1229—1254, Taf. 79, Berlin 1929.
NEBE, W.: Die Culmfauna von Hagen i. W. — N. Jb. Min., Beil. 31, S. 421—495, Taf. 12—16, Stuttgart 1911.
PAECKELMANN, W.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Dies. Jb. 1928, 49, 1, S. 370—412, Taf. 26, Berlin 1928.
ROEMER, F. A.: Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. — I. Palaeontogr., 1850, 3, 1, S. 1—67, Taf. 1—10, Kassel 1854. — II. Palaeontogr., 1852, 3, 2, S. 69—111, Taf. 11—15, Kassel 1854. — III. Palaeontogr., 1855, 5, 1, S. 1—46, Taf. 1—8, Kassel 1855—1858.
ROSENBUSCH, H.: Elemente der Gesteinslehre. — 779 S., 4. Aufl., Stuttgart 1923.
SANDBERGER, G. & F.: Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. — 564 S., 39 Taf., Wiesbaden 1850—1856. — (Die erste Lieferung mit u. a. den Cephalopoden erschien: Wiesbaden 1850.)
SCHMIDT, H.: Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. — Dies. Jb. 1924, 45, S. 489 bis 609, Taf. 19—26, Berlin 1925.
—: Schwellen- und Beckenfacies im ostrheinischen Palaeozoicum. — Z. deutsch. geol. Ges., 1925, 77, S. 226—234, Berlin 1926.
SCHMIERER, TH.: Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Biedenkopf. — Dies. Jb. 1920, 41, 2, S. LXVI—LXXX, Berlin 1922.
—: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Laasphe, Biedenkopf, Wetter und Buchenau. — Dies. Jb. 1923, 44, S. XL—XLIII, Berlin 1924.
SCHRIEL, W.: Transgressionen und Gebirgsbildungen im älteren Palaeozoicum des südlichen Mittelharzes. — Dies. Jb. 1924, 45, S. 200—248, Berlin 1925.
SMITH, J. P.: The carboniferous Ammonoids of America. — U. S. Geol. Surv., Monogr. 42, 211 S., 29 Taf., Washington 1903.
WEIGELT, J.: Die Gliederung und Faunenverteilung im unteren Culm des Oberharzes. — Dies. Jb. 1916, 37, 2, S. 151—271, Taf. 9—15, Berlin 1919.
Berlin 1919.
WURM, A.: Geologie von Bayern. — T. I, 373 S., Berlin 1925.

Druckfertig eingereicht im Juni 1932.
„Imprimatur" erteilt am 2. Mai 1932.

Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im Rheintal in Höhe des Siebengebirges

Von Otto Burre in Berlin

(Hierzu Tafel 19)

Inhalt:

	Seite
I. Flußablagerungen	248
A. Diluvium	248
1. Die Älteste Diluvialterrasse (Oberterrasse)	248
2. Die Hauptterrasse	249
3. Die Muffendorfer Terrasse	249
4. Die Hochterrasse	250
5. Die Apollinaristerrasse	251
6. Die Mittelterrasse	251
7. Die Niederterrasse	252
B. Alluvium	254
1. Die Inselterrasse	254
2. Das Hochflutbett des Rheins	256
3. Die Schuttkegel	256
II. Windablagerungen	256
A. Diluvium	256
1. Der Decksand	256
2. Der Löß	257
B. Alluvium	258
Dünen	258
III. Gehängeschutt und -lehm	258
IV. Vulkanische Bildungen	258

In diesem Aufsatze soll, wie schon in der Überschrift zum Ausdruck kommt, keine zusammenhängende Beschreibung des Quartärs im Rheintal in der Gegend des Siebengebirges gegeben werden, was ja auch nach der ausführlichen Zusammenstellung von Wilckens (1927) überflüssig wäre; vielmehr werden nur einige Beobachtungen mitgeteilt, die das bekannte Bild ergänzen und in verschiedenen Punkten auch berichtigen.

Die Mitteilungen beschränken sich im wesentlichen auf das in Taf. 19 dargestellte Gebiet, das die westlichen Teile des Blattes Königswinter und die östlichen Teile des Blattes Godesberg umfaßt. Die Unterlagen für das Gebiet des Blattes Königswinter wurden durch die Kartierung des Verfassers gewonnen, während die Darstellung des auf das Blatt Godesberg entfallenden Anteiles dem von Rauff und Kegel aufgenommenen geologischen Blatte (Lief. 214 der Geologischen Karte von Preußen) entnommen wurde.

Den wesentlichsten Anteil an den quartären Bildungen unseres Gebietes stellen die Flußablagerungen des Rheins und einiger Nebenbäche. An Verbreitung stehen ihnen die Windbildungen, Löß und Sand, kaum nach. Eine erheblich geringere, aber doch nicht ganz unwesentliche Rolle spielen die Schuttbildungen, während die vulkanischen Auswurfsprodukte des Rodderberges nur von örtlicher Bedeutung sind.

I. Flußablagerungen

A. Diluvium

1. Die Älteste Diluvialterrasse (Oberterrasse)

Wenn die Älteste Diluvialterrasse in unserem Gebiete auch nicht durch Schotterablagerungen vertreten ist, so lassen sich ihre Spuren doch an verschiedenen Stellen an den Geländeformen erkennen. Östlich von Bruchhausen schließt sich an die Hauptterrasse ein flaches, nur ganz schwach zum Gebirge ansteigendes Gelände an, das mit seiner Höhenlage von 220—230 m der weiter im Süden bei Hönningen so stark entwickelten Ältesten Diluvialterrasse entspricht (Burre). Nehmen wir östlich von Bruchhausen auch ganz erhebliche Mächtigkeiten für den Löß an, so wird doch die Oberkante des Devons in einer Höhe zu suchen sein, die erheblich über die Unterlage der in der Gegend von Bruchhausen bei etwa 190 m liegenden Hauptterrasse hinausgeht. An dem südlichen Rande der zur Ältesten Diluvialterrasse gerechneten Fläche wurde das Devon bis 220 m Höhe beobachtet. Da Aufschlüsse fehlen, muß es einstweilen dahingestellt bleiben, ob unter der Lößdecke noch Schotterreste vorhanden sind. Der Übergang zur Hauptterrasse ist offenbar ein ganz allmählicher, ohne deutliche Geländestufe.

Man könnte geneigt sein, auch die ziemlich ebene Hochfläche westlich von Oberwinter für eine Einebnungsfläche der Ältesten Diluvialterrasse zu halten, da sie gleichfalls in einer Höhe von 220—230 m liegt. Sie wird nur an einigen Punkten von Basaltkuppen etwas überragt (Höhen 242,2 und 235,2). Zu dieser Ansicht kann man um so mehr neigen, als das sich unmittelbar südlich an die Höhe 242,2 anschließende, ziemlich umfangreiche Basaltvorkommen eine auffallend flache Oberfläche hat, wie sie sonst Basaltvorkommen, abgesehen von den in unserer Gegend fehlenden Basaltdecken, nicht eigen zu sein pflegt. Man hat den Eindruck, daß der flache Rücken durch Einebnung entstanden ist.

Andererseits soll nicht verkannt werden, daß wir uns in den südlichen Teilen der Hochfläche westlich Oberwinter im Bereich der präoligozänen Landoberfläche befinden, deren fast ebene Oberfläche mit den damaligen Verwitterungsprodukten, dem sogenannten Eozänton, noch heute erhalten ist. Die sich auf verschiedenen Teilen der Hochfläche findenden Gerölle von Gangquarz sind keine Reste der ältesten Diluvialterrasse, sondern sie stammen teils unmittelbar aus den Vallendarer Schichten, die dort ziemlich verbreitet sind, teils mittelbar auf dem Umwege über den häufig völlig vertonten Trachyttuff, der viele Gerölle aus dem Oberoligozän enthält.

Die Einebnung dieses Gebietes stammt also zum Teil bereits aus präoligozäner Zeit, zum Teil dürfte sie der Erosion des Rheins zur Zeit der Ältesten Diluvialterrasse zuzuschreiben sein.

Außer diesen fast ebenen Hochflächen ist noch die gleiche Höhenlage und der fast horizontale Verlauf der Rücken einiger Bergvorsprünge, die alle in etwa 240—250 m Höhe liegen und einen deutlichen Absatz in dem sonst gleichmäßigen Anstiege der Berge bilden, bemerkenswert. Hier sind der an die Augusthöhe bei Honnef anschließende Rücken, die Jungfernhardt, der Wingstberg und die sich im Nordwesten an den Leyberg anschließende Kuppe zu nennen. Ich sehe auch in dieser „Gipfelgleichheit" die Reste einer allerdings etwas höher gelegenen, und damit älteren Einebnungsstufe der Ältesten Diluvialterrasse, die ja auch in der Gegend von Hönningen einen starken Wechsel in der Höhenlage zeigt (vgl. Burre, 1928, S. 324).

Im Siebengebirge selbst sind keinerlei Spuren der Ältesten Diluvialterrasse zu beobachten.

2. Die Hauptterrasse

Auf dem rechten Rheinufer läßt sich die Hauptterrasse, deren Ablagerungen bei Bruchhausen (Leidenberg, Hohen Unkel, Haanhof, St. Marienberg), auf den drei Bergnasen nördlich St. Marienberg, auf der Breiten Heide (Auf dem Horn und Mühlenberg) und auf der Zickelburg bereits von Jungbluth ausführlich beschrieben sind, ebenso wie die Älteste Diluvialterrasse an Einebnungen und Absätzen im Anstieg der Berge bis fast an das Siebengebirge verfolgen. Derartige Einebnungen, die alle in einer Höhe von 180—190 m liegen, sind vor allem in der Gegend östlich von Honnef vorhanden. Hier sendet der Wingstberg zwei derartige Bergnasen nach Westen vor, während der Augusthöhe nach Süden ein gleicher Vorsprung und nach Westen die Reichenberger Höhe angelagert ist. Eine weitere derartige Einebnung haben wir nördlich des Annatales.

Im Siebengebirge fehlen Schotterablagerungen der Hauptterrasse vollständig. Bei den von v. Dechen (1861, S. 331) erwähnten Schottern am Hillester, einem terrassenförmigen Vorsprunge von Devonschichten am Abhange des Drachenfelsen nach Rhöndorf hin, die von Laspeyres (S. 137) nicht wieder gefunden wurden, handelt es sich um Schotterreste von Vallendarer Schichten.

Terrassenartige Einebnungen in einer der Hauptterrasse entsprechenden Höhenlage sind nur am Nordwesthange des Petersberges vorhanden, auf die Jungbluth (S. 57) nach dem Vorgange von Laspeyres (S. 299) eingeht. Die hier vorkommenden Schotterreste spricht Jungbluth richtig als Vallendarer Schichten an, die auf Eozäntonen liegen. Doch gehören nur die höher gelegenen dem Oberoligozän an. Wir befinden uns also auch hier im Bereich der fast ebenen präoligozänen Landoberfläche, so daß es ebenso wie westlich Oberwinter unentschieden bleiben muß, welcher Betrag der Einebnung der Hauptterrassenzeit zuzuschreiben ist. Über die in dieser Gegend in etwas geringerer Höhe liegenden diluvialen Schotter siehe den folgenden Abschnitt.

Auffallend ist das Fehlen der Hauptterrassenschotter auf der linken Rheinseite vom Unkelbachtale bis fast nach Rolandseck. Einebnungen geringen Umfanges lassen sich nur westlich Unkelbach und Bandorf, sowie nordwestlich von Oberwinter feststellen. Sonst liegt hier das Gelände tiefer. Die Höhe der Hauptterrasse wird auch von der Basaltkuppe des Birgeler Kopfes mit 177 m nicht mehr erreicht.

Etwa in Höhe von Rolandseck biegt der Uferrand der Hauptterrasse scharf nach Westen um. Damit nimmt das Gebiet der Hauptterrasse eine ganz gewaltige Breite an. Die hier vorhandenen Ablagerungen sind von Jungbluth, Rauff und Wilckens ausführlich beschrieben, so daß ich darauf nicht näher einzugehen brauche.

3. Die Muffendorfer Terrasse

Rauff (1923, S. 44) betont, daß die Höhenlage von Rheinschottern, die westlich Marienforst am linken Ufer des Godesberger Tales bei 130—140 m und auf dem anderen Ufer dieses Baches in gleicher Höhe auftreten, wo sie den bekannten Muffendorfer Süßwasserquarzit enthalten, weder „in eine der bekannten Mittelterrassen zwischen Andernach und Bonn, noch in die Hauptterrasse passen". Er weist weiter auf den terrassenartigen Charakter des sich

unmittelbar an das Muffendorfer Vorkommen anschließenden Basaltplateaus im Park von der Heydt hin, dem freilich „eine Schotterbedeckung fehlt, die aber wahrscheinlich vorhanden war und nur abgespült worden ist".

Nun habe ich am Südrande des Blattes Königswinter östlich Unkelbach auf dem Riedel zwischen dem Unkelbachtal und seinem linken von Bandorf kommenden kleinen Nebenbache Schotter bei 140 m gefunden, wo sie am Südrande einer kleinen Einsattelung des schmalen Bergrückens liegen. Da die Höhenlage dieser Schotter unter Berücksichtigung des allgemeinen Flußgefälles gut mit derjenigen der Schotterablagerungen bei Muffendorf übereinstimmt, halte ich diese Bildungen für gleichaltrig.

Auch die auf dem Kahlenberge bei Friesdorf bei 110—120 m liegenden Schotter (Rauff, 1923, S. 44), die, wie schon Wilckens (1927) bemerkt, für die Hochterrasse zu hoch liegen, möchte ich hierher rechnen, wenn auch der Höhenunterschied gegenüber den Vorkommen bei Marienforst und Muffendorf in Anbetracht der ziemlich kurzen Entfernung etwas groß ist und mit dem sonstigen allgemeinen Flußgefälle nicht ganz ungezwungen in Einklang zu bringen ist.

In einer dem Mariendorfer Vorkommen entsprechenden Höhenlage von 130 m, liegen auf dem rechten Rheinufer Schotterablagerungen von ganz geringem Umfange am Nordwestabhange des Petersberges, die schon von Laspeyres (S. 299) hier erwähnt und auf seiner Karte dargestellt worden sind. Über die in dieser Gegend vorkommenden Tertiärschotter siehe den vorigen Abschnitt.

Außer diesen Schotterablagerungen finden sich auf dem rechten Rheinufer bei Rheinbreitbach und an der Zickelburg Einebnungen in einer entsprechenden Höhe. So bildet der kleine, unmittelbar östlich Rheinbreitbach gelegene und von einem hohen Kreuz gekrönte kleine Hügel einen vorspringenden Absatz des Mühlenberges, von dem er durch eine kleine Einsattelung getrennt ist. Der Gipfel des Hügels erreicht eine Höhe von 136 Metern. Am Nordhange der Zickelburg ist bei 140 m eine Verflachung im Abfall des Hanges zu beobachten.

Diese Schotterablagerungen und Geländeabsätze lassen eine selbständige Einebnungsstufe zwischen der Hauptterrasse und der Hochterrasse erkennen. Ich bezeichne sie nach ihrem bekanntesten Vorkommen als Muffendorfer Terrasse. Da entsprechende Bildungen in anderen Teilen des Rheins nicht bekannt geworden sind, handelt es sich offenbar nur um eine örtlich begrenzte Stufe.

4. Die Hochterrasse

Außer den von Jungbluth und anderen beschriebenen Vorkommen am Rodderberge und Bahnhof Rolandseck, wo die Schotter bei 90—110 m liegen, finden sich Schotterreste noch an verschiedenen Stellen am Nordostabhange des Deusenberges, wo sie sowohl in einigen der vielen Schluchten als auch auf einem Rücken in der fast lückenlosen Lößdecke zutage treten. Diese Vorkommen, die alle zwischen 90 und 110 m liegen, sind zum großen Teil von Laspeyres auf seiner Karte dargestellt und z. T. auch im Text erwähnt, wie z. B. dasjenige am Nosehügel (S. 431).

Auf dem rechten Rheinufer sind Schotterablagerungen in einer der Hochterrasse entsprechenden Höhe von 100 m nur am Hardtberge, der kleinen Kuppe südöstlich Königswinter beobachtet worden, wo sie an dem Wege nach dem Drachenfels aufgeschlossen sind. Sonstige Anzeichen der Hochterrasse liegen

nur in dem kleinen terrassenartigen Absatz vor, der etwa 400 m südlich dieser Stelle gegenüber dem Bahnwärterhäuschen gelegen ist.

5. Die Apollinaristerrasse

Der Apollinaristerrasse Jungbluth's entspricht nach Wilckens (1927, S. 169) die von Rauff (1923) als „mittlere Mittelterrasse" bezeichnete Schotterablagerung im Weinberge westlich Friesdorf bei 80—90 m Höhe. (Auf Taf. 19 ist dieses kleine Vorkommen mit der Signatur der Mittelterrasse dargestellt.)

6. Die Mittelterrasse

Die von Jungbluth (S. 180) auch als „tiefste Mittelterrasse" und von Rauff (1923, S. 44) als „eigentliche Mittelterrasse" bezeichnete Einebnungsstufe ist in unserem Gebiete recht stark entwickelt. Namentlich auf dem rechten Rheinufer treten ihre Ablagerungen in großer Breite zutage, da sie nur in geringerem Maße von jüngeren Bildungen, Decksand, Schuttkegeln und Abhangsschutt bedeckt werden als auf dem linken Ufer, wo sie von einer weiten Lößdecke überzogen werden, welche die Schotter nur an wenigen Stellen, meist in künstlichen Aufschlüssen, sichtbar werden läßt. Auf dem rechten Rheinufer fehlt auf der Mittelterrasse jede Lößbedeckung.

Die Mittelterrasse nimmt auf dem rechten Rheinufer den größten Teil der Honnefer Bucht ein, jener erheblichen Talerweiterung zwischen Unkel und Rhöndorf. Die Terrasse beginnt bei Scheuren, zieht sich, stark an Breite zunehmend, über Rheinbreitbach, wo sie von einem ausgedehnten Schuttkegel des Breitbaches bedeckt ist, weiter über Honnef hin, hier wieder einen großen Schuttkegel tragend, und läßt sich bis kurz vor Rhöndorf verfolgen. Auf dieser letzten Strecke verliert sie sehr schnell an Breite. Daß hier unter den beträchtlichen Abhangsschuttmassen noch Kiesablagerungen der Mittelterrasse vorhanden sind, ergibt sich aus folgendem, beim Ausschachten einer Senkgrube für den Clarastraße 9 gegenüberliegenden Neubau beobachteten Profil. Die Mächtigkeiten, die mir von den dort beschäftigten Arbeitern mitgeteilt wurden, sind natürlich nur Annäherungswerte. Die ausgeschachteten Massen waren bei meinem Besuch zum größten Teil noch vorhanden:

2 m Gehängeschutt
3 m Lehm
1 m Löß („Mergel")
2 m Sand und Kies
2 m Kies, zum Teil durch Kalksinter verkittet.

Die Abgrenzung der aus Sand und Kies in starkem Wechsel bestehenden Ablagerungen der Mittelterrasse in der Gegend von Honnef gegen die Decksande stieß bei dem Mangel an Aufschlüssen auf Schwierigkeiten. Der Decksand selbst ist mit Geröllen übersät, welche nur aus der Hauptterrasse stammen können, die ja auf den unmittelbar östlich gelegenen Höhen von Hohen Unkel, Breite Heide und Zickelburg in großer Verbreitung entwickelt ist. Die Grenze wurde kurz oberhalb der 80-m-Linie gezogen. Wie sich jedoch aus den Geländeformen ergibt, lag der Uferrand der Mittelterrassenzeit dem Gebirge erheblich näher als die heute zutage tretenden Teile der Ablagerungen (vgl. Taf. 19).

Die untere Grenze der Mittelterrasse liegt zwischen Scheuren und Rheinbreitbach etwa bei 70 m, sinkt dann nördlich Rheinbreitbach auf 65 m herab und behält diese Höhe bis Rhöndorf bei. Die Grenze zur nächst tieferen

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Stufe, der Niederterrasse, ist zwischen Scheuren und Rheinbreitbach durch einen deutlichen Absatz gekennzeichnet, während sonst, besonders zwischen Rheinbreitbach und Honnef, ein ganz allmählicher Übergang vorhanden ist. Die Grenzziehung zwischen diesen beiden Stufen ließ sich nur durch die Abgrenzung des Hochflutlehms der Niederterrasse gegen die Sandmassen der Mittelterrasse durchführen.

Linksrheinisch treten die Schotter der Mittelterrasse in einem schmalen, vielfach unterbrochenen Streifen zutage, der sich von Rolandswerth an am Fuße des Rodderberges entlangzieht und bis nördlich von Mehlem verfolgen läßt. Die nächsten Aufschlüsse weiter stromabwärts finden wir erst wieder bei der Arndtruhe bei Friesdorf (Rauff, 1923). Etwa sonst noch vorhandene Schotter dieser Terrasse sind unter Löß begraben, wie schon oben bemerkt wurde. Alle diese Schotter liegen bei 70—80 m.

Die Oberflächenformen der Mittelterrasse zeigen meist nicht das sonst gewohnte Bild einer fast ebenen, nur sanft vom Flusse aufsteigenden Fläche. Vielmehr haben wir oft eine kleinkuppige Landschaft vor uns, die natürlich nur dort erhalten ist, wo das Gelände nicht durch menschliche Siedlungen stark verändert worden ist. So fallen in der Mittelterrasse südlich von Honnef kleine Kuppen auf, die sich als besonders kiesreiche Partien der Ablagerungen erweisen. Sie sind offenbar durch Erosion herausmodelliert. Auch auf dem linken Rheinufer kommt diese zernagte Oberfläche trotz der Lößbedeckung zum Ausdruck. So ist der untere Hang am Ostfuß des Rodderberges in einzelne Kuppen aufgelöst, worauf Jungbluth (S. 80) bereits hinweist. Diese starke Erosion fällt in die Zeit vor dem Löß, da sich diese Decke vollständig den einzelnen Kuppen anschmiegt. Weiter geht daraus hervor, daß zwischen der Mittelterrasse und der nur wenig tieferen Niederterrasse, die noch heute durch eine fast ebene Fläche ausgezeichnet ist, ein erheblicher Zeitraum gelegen haben muß.

7. Die Niederterrasse

Wenn im folgenden die Bezeichnungen Niederterrasse und Inselterrasse im Sinne von Jungbluth verwandt werden, derart, daß unter Niederterrasse die höhere (ältere) Stufe und unter Inselterrasse die tiefere (jüngere) Stufe der ursprünglich nicht gegliederten Niederterrasse verstanden werden, so wird damit jedoch im wesentlichen nur der zeitliche Begriff übernommen. Was in unserem Gebiete den einzelnen Stufen zuzurechnen ist, darüber weichen meine Ansichten z. T. sehr erheblich von denen Jungbluth's ab.

Es ist natürlich mißlich, einen Autor (Jungbluth) in dem Gebiete zu korrigieren, in dem er die Begriffe aufgestellt hat. Da die Bezeichnungen und Begriffe Niederterrasse und Inselterrasse in dem von Jungbluth festgelegten Sinne bereits in die Literatur übergegangen sind, erschien es mir untunlich, nun noch einmal neue Namen einzuführen. Man mag den Namen „Inselterrasse" als unglücklich bezeichnen (Ahrens, 1930, S. 135, Fußnote), ein kurzer und im wesentlichen das Richtige treffender Ausdruck bleibt es immer, so daß der Versuch, ihn auszumerzen, nutzlos sein dürfte. Ich halte es daher für besser, den richtigen zeitlichen Begriff beizubehalten, aber die örtlichen Irrtümer Jungbluth's richtig zu stellen.

Auf die Beziehungen zwischen dieser Terrassengliederung und der Trennung der Niederterrasse in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der

Geröllführung nach dem Vorgange von Ahrens (1930) gehe ich beim Abschnitt Inselterrasse näher ein.

Rechtsrheinisch hält sich die Niederterrasse in unserem Gebiete etwa zwischen der 60- und der 65-m-Linie. Nur im Süden, in der Gegend von Scheuren, geht sie bis auf etwa 68 m hinauf. Sie beginnt etwa bei Scheuren, zieht sich dann über Rheinbreitbach, wo sie von einem ausgedehnten Schuttkegel des Breitbaches bedeckt ist, in wechselnder Breite bis Honnef hin. Nach einer kurzen Unterbrechung tritt sie in den nördlichen Teilen von Honnef wieder auf und läßt sich dann bis Rhöndorf verfolgen. Von hier bis kurz vor Niederdollendorf fehlt die Niederterrasse. Wenig südlich dieses Ortes erscheint sie wieder und verläßt dann bei Oberdollendorf unser Kartengebiet.

Die obere Grenze der Niederterrasse ist bereits beim Abschnitt Mittelterrasse behandelt worden. Die Grenze gegen die Inselterrasse, die rechtsrheinisch auf der ganzen Strecke unseres Gebietes entwickelt ist, ist hier im allgemeinen wenig scharf ausgebildet. Ein deutlicherer Steilhang ist nur südwestlich Rheinbreitbach, wo die Grenze bis dicht an den Rhein heranrückt, und auf der Strecke zwischen Menzenberger Bach und Ohbach zu beobachten. An dieser letzten Strecke ist der Steilabfall durch einen Altlauf des Rheins in der Inselterrasse unmittelbar an der Grenze stärker ausgeprägt.

Linksrheinisch beginnt die Niederterrasse bei Rolandswerth und geht dann, sehr stark an Breite zunehmend, über Mehlem, Lannesdorf, Muffendorf und Godesberg weiter nach Nordnordwesten. Ich stimme hier im wesentlichen mit Jungbluth überein.

Die Grenze gegen die gleichfalls bei Rolandswerth beginnenden Teile der Inselterrasse ist durch ein außergewöhnlich hohes Steilufer gekennzeichnet, an dessen oberer Kante die Landstraße von Rolandswerth nach Lannesdorf liegt. Dann geht der Steilhang an der Mehlemer Aue vorbei bis Rüngsdorf, wo er mit dem Aufhören der Inselterrasse unmittelbar an den Rhein tritt.

Die fast ebene Terrassenfläche liegt zwischen Rolandswerth und Mehlem etwa bei 65 m, hält sich nördlich von Mehlem noch eine erhebliche Strecke in dieser Höhe, geht dann aber mit ganz allmählicher Abdachung auf 60 m herunter.

Die obere Grenze der Niederterrasse ist linksrheinisch im allgemeinen recht deutlich zu erkennen und fällt meist mit der Lößgrenze zusammen. Die Niederterrasse selbst ist ganz frei von Löß. Nur am Nordosthange des Rodderberges und zwischen Mehlem und Lannesdorf, wo auf der Karte der Uferrand der Niederterrasse außerhalb der Verbreitung der Ablagerungen gezogen ist, liegt Lößlehm auf ihr, der sich aber nicht auf primärer Lagerstätte befindet, sondern offenbar später von den Hängen herabgespült worden ist, und sich schuttkegelartig auf die Niederterrasse ergossen hat. Ganz besonders deutlich wird diese Ablagerungsweise am Nordosthange des Rodderberges, wo immer vor den kleinen Tälern der in einzelne vorspringende kleine Kuppen aufgelösten Mittelterrasse (vgl. S. 252) Lößlehm in größerer Menge zusammengespült ist.

Die Zusammensetzung der Niederterrasse zeigt stets das gleiche Bild: Der Sockel wird von Kies und Sand in wechselnder Menge gebildet. Darüber liegt vielfach Sand. Zuoberst haben wir eine Decke von Hochflutlehm. Alle diese Bildungen sind in der Karte unter einer Signatur zusammengefaßt, um das Bild nicht durch Einzelheiten unübersichtlich zu machen. Der Hochflutlehm dürfte jedoch wohl zum größten Teil alluvialen Alters sein und zum Absatz

gelangt sein, während der Rhein den Kiessockel der Inselterrasse aufschüttete und bei gelegentlichen Hochfluten die Niederterrasse überschwemmte.

Daß an der Bildung des sogenannten Kiessockels der Niederterrasse auch Schuttmassen, die von den Nebentälern herangeschafft wurden, in erheblichem Maße beteiligt sind, geht aus folgendem Profil einer Bohrung hervor, die 750 m nördlich Rheinbreitbach, hart an der Grenze zur Mittelterrasse, niedergebracht wurde:

0,00— 2,00 m	Gelber sandiger Lehm mit vereinzelten Geröllen (Hochflutlehm)	Niederterrasse
2,00— 3,40 m	Gelber lehmiger Sand mit vereinzelten Geröllen und Schieferbröckchen	
3,40— 4,45 m	Hellgelber bis weißlicher feiner Sand	
4,45— 5,10 m	Kies mit kantigen Schieferstücken, vermischt mit sandig-lehmigem Gehängeschutt	
5,10— 5,40 m	Gelber stark lehmiger Sand	
5,40— 8,30 m	Gelber, lehmiger Sand mit Geröllen	
8,30— 9,80 m	Gelber, toniger Lehm	
9,80—10,10 m	Kies, mit kantigen Schieferstückchen, vermischt mit sandig-lehmigem Gehängeschutt	
10,10—11,40 m	Sandiger Lehm mit Geröllen	
11,40—14,60 m	Grober Kies	
14,60—16,40 m	Schiefer, obere Lage verlehmt	Devon

Bimssande wurden in der Niederterrasse nicht gefunden. Wegen der Angabe von Rauff (1923) über Bimssand bei Friesdorf siehe den folgenden Abschnitt.

B. Alluvium

1. Die Inselterrasse

Über den Begriff Inselterrasse siehe den Abschnitt Niederterrasse.

Die Inselterrasse geht in unserem Gebiete im allgemeinen nicht über die 60-m-Linie hinaus. Meist hält sie sich zwischen 53 und 59 m. Die Oberfläche ist in der Regel fast eben natürlich mit einer schwachen Senkung zum Strome hin. Nur südlich von Honnef ist sie durch die erwähnte Altlaufrinne des Rheins etwas gegliedert.

Auf der rechten Rheinseite tritt die Inselterrasse in ziemlich großer Breite in das Gebiet unserer Karte ein, wird dann südwestlich Rheinbreitbach auf eine kurze Strecke sehr schmal und zieht sich, an Breite wieder zunehmend, bis Rhöndorf hin, wird hier am Fuße des Drachenfelsen wieder sehr schmal, und geht dann, von Königswinter wieder in normaler Breite, bis zum Nordrande unserer Karte weiter.

Linksrheinisch ist die Inselterrasse zwischen Unkelstein und Rolandswerth ziemlich schmal, nimmt dann aber an Breite erheblich zu und erstreckt sich an Mehlem vorbei bis nach Rüngsdorf, wo sie spitz ausläuft. Bei Plittersdorf setzt sie dann in größerer Breite wieder auf.

Wie Ahrens (1927, 1930) nachgewiesen hat, lassen sich die Anschüttungen der „Niederterrasse im alten Sinne" in einen diluvialen und einen alluvialen Anteil nach der Geröllführung von Auswürflingen des Laacher Seegebietes (Bimssand und Trachyt) trennen. Ahrens betont freilich, daß diese Unterscheidung nichts mit der morphologischen Gliederung der „Niederterrasse"

in eine obere und eine untere Stufe zu tun habe, oder wie Herr Dr. Ahrens mir mündlich mitteilte, zu tun haben brauche. Ich glaube jedoch, daß die Beziehungen zwischen diesen beiden, auf verschiedene Weise, morphologisch und petrographisch, gefundenen Stufen enger sind, als Ahrens annimmt. Ich habe nämlich beobachtet, daß Bimssande nur in der tieferen Stufe, d. h. der Inselterrasse vorkommen, während sie in der höheren Stufe, d. h. der Niederterrasse, stets fehlen. Die Bimssande sind z. B. in einer Kiesgrube unmittelbar südlich des Bahnhofs Honnef etwa 4—5 m unter der Erdoberfläche zurzeit gut aufgeschlossen.

Zieht man nun auch andere Angaben über Vorkommen von Bimssand in den Terrassen in unserem Gebiete und seiner näheren Umgebung heran, so zeigt sich, daß es sich stets um die Inselterrasse handelt, soweit die Ortsangabe nur hinreichend genau ist. So liegt das von Rauff (1923, S. 53) erwähnte Vorkommen südlich der Fahrstraße Friesdorf—Godesberg in einem in die Niederterrasse eingeschnittenen Altlauf des Rheins, der also der Inselterrasse entsprechen dürfte, wenn er nicht noch jünger ist. Die von Kaiser (S. 173) zu beiden Seiten der Straße Niederdollendorf—Oberkassel erwähnten Fundpunkte liegen gleichfalls in der tieferen Stufe. Zieht man schließlich die Vorkommen des Geländes am Hohen Weg bei Unkel, das nach Jungbluth (S. 97) und Ahrens (1927, S. 53) bis in große Tiefen Bimssand führt, heran, so geht die höchste Höhe dieses Gebietes mit 62,50 m, die aber nur in einem kleinen Teile erreicht wird, nur so unbedeutend über die nördlich auf Blatt Königswinter beobachtete Höhe der Inselterrasse von 60 m hinaus, daß wir diesen Teil ohne Zwang zur Inselterrasse rechnen können. Dieses können wir um so mehr tun, als ja ein allmähliches Fallen der Höhenlage der Terrassen mit dem Strom überall zu beobachten ist. So eben eine Terrassenfläche auch erscheinen mag, Unebenheiten von mehreren Metern wird man immer beobachten. Bedenken wir doch, daß eine solche Terrasse ja nicht auf einmal entsteht, sondern daß Stück für Stück angesetzt werden (vgl. Zepp), daß die Strömungsverhältnisse oft schnell und stark zu wechseln pflegen, so erscheinen solche geringen Abweichungen in der Höhenlage nicht mehr als etwas so außergewöhnliches. Wie die Verhältnisse in den etwas weiter südlich gelegenen, von Ahrens bei Sinzig usw. beschriebenen Teilen der „Niederterrasse" liegen, entzieht sich meiner Kenntnis. Jedenfalls entspricht, soweit meine Untersuchungen reichen, die tiefere Stufe, also die Inselterrasse, dem bimsführenden Teile und die höhere Stufe, die Niederterrasse, dem bimsfreien Teile im Sinne von Ahrens.

Ich schließe mich der Ansicht von Ahrens an, daß die Inselterrasse sich durch den Gehalt an Bimssand als alluvial erweist.

Die Ablagerungen der Inselterrasse zeigen die gleichen Verhältnisse wie die Niederterrasse. In der Tiefe haben wir Kies und Sand miteinander wechselnd, die von Sand oder Lehm, oder auch von beiden überlagert werden. Die Mächtigkeit der Lehmdecke geht wohl nirgends über 2 m hinaus, bleibt vielmehr in der Regel erheblich darunter. An manchen Stellen, so vor allem auf den Inseln Nonnenwerth und Grafenwerth, fehlt die Lehmdecke überhaupt ganz.

Die Inselterrasse ist nicht ganz hochwasserfrei. Sie wird vielmehr von außergewöhnlichen Hochwassern (1919, 1926) wenigstens zum großen Teil überflutet. Die Bildung von Hochflutlehm geht auf ihr also auch heute noch vor sich.

2. Das Hochflutbett des Rheins

Als Hochflutbett des Rheins bezeichne ich die in die Inselterrasse eingeschnittene Rinne, die bei normalen Hochwässern vollständig überflutet wird. Diese Rinne ist in unserem Gebiete recht schmal und wird zum allergrößten Teile vom Strombette eingenommen. Auch bei Niedrigwasser tritt eine Talaue nur an einigen Stellen in Form schmaler Streifen zutage. Etwas größere Breite hat diese jüngste Talstufe nur am Strandbad von Oberwinter, deren Aufschüttungsmassen aber nach den Mitteilungen von Zepp (S. 119) z. T. von Menschenhand geschaffen sind. Die Ablagerungen auf diesen Talauen des Rheins sind meist Sand, z. T. mit Lehm vermischt, und untergeordnet auch Kies.

3. Die Schuttkegel

Beim Eintritt in das Haupttal haben manche Nebenbäche des Rheins das mitgeführte Material in Form von Schuttkegeln aufgeschüttet, die das sonst recht gleichmäßige Terrassenbild z. T. erheblich zu stören vermögen. Die Schuttkegel beginnen mit der Terrasse, deren Uferrand mit dem Steilhange des Haupttales an der Eintrittsstelle des Nebentales zusammenfällt. So beginnen die in der Honnefer Bucht gelegenen Schuttkegel des Breitbaches, des Ohbaches und des Romersdorfer Baches auf der Mittelterrasse und erstrecken sich über diese und die Niederterrasse bis weit in die Inselterrasse hinein. Der Schuttkegel des Rhöndorfer Baches, sowie einiger kleinerer rechts- und mehrerer linksrheinischer Bäche liegen dagegen nur auf der Niederterrasse bzw. der Inselterrasse.

Teils liegen die Schuttkegel einzeln vor den Tälern, teils vereinigen sich die Schuttkegel benachbarter Täler zu einer größeren Ablagerung, wie z. B. am Breitbachtale und seinen nördlich und südlich benachbarten Bächen. Auch die große Schuttmasse bei Honnef nördlich des Ohbaches ist aus mehreren Tälern zusammengeschüttet worden. Bemerkenswert ist, daß einige Bäche, wie der Breitbach und der Romersdorfer Bach auf dem Rücken der Schuttkegel fließen und nicht, dem stärksten Gefälle des Geländes folgend, nach einer der beiden Seiten des Kegels ausweichen.

Das Material der Schuttkegel ist ein unregelmäßiges Haufwerk von sandigen und lehmigen Massen, die von großen und kleinen Stücken devonischer Gesteine und Geröllen aus älteren Terrassen durchsetzt sind. Zu den Schuttkegeln gehören auch die erwähnten Massen von Lößlehm auf der Niederterrasse am Nordosthange des Rodderberges und bei Lannesdorf (s. S. 253).

II. Windablagerungen

A. Diluvium

1. Der Decksand

Der breite Streifen sandigkiesiger Ablagerungen der Mittelterrasse in der Honnefer Bucht wird fast ebenso weit, wie diese reicht, von einer Zone von Decksand begleitet, der, wie oben bereits erwähnt wurde, z. T. auf den Ablagerungen der Mittelterrasse liegt, sich aber auch an den Hängen ziemlich weit hinaufzieht. Er geht im allgemeinen bis zur 110-m-Linie, erreicht aber an einzelnen Stellen auch eine Höhe von 130 m. Außer diesen, mehr zusammenhängenden Massen finden wir den Flugsand auch noch in einzelnen Tälern, so im Mucher Wiesentale nördlich der Zickelburg und im Ohbachtale wenig oberhalb des

Schützenplatzes. Alle diese Vorkommen liegen auf der rechten Rheinseite. Auf dem linken Rheinufer fehlt der Decksand in unserem Gebiete ganz.

Der Decksand ist ein feiner, gelblichgrauer bis grauer, z. T. schwach humoser Sand. Schichtung ist nicht zu beobachten. Gelegentlich auftretende dünne Lagen mit Schieferstückchen sind offenbar als Gehängeschutt während der Ablagerung des Sandes eingespült worden. An den Hängen ist der Decksand oberflächlich oft mit Massen von Gehängeschutt vermischt, der sich durch eckige Stücke devonischer Gesteine, Schieferbröckchen und Gerölle aus der Hauptterrasse verrät. Dadurch entsteht oft eine Bestreuung des Decksandes mit Geröllen.

Das Verhältnis des Decksandes zum Löß läßt sich in dem erwähnten Vorkommen im Ohbachtale erkennen, wo der Sand von Löß bzw. Lößlehm überlagert wird. Der Übergang vom Sand zum Löß ist hier ein ganz allmählicher. Diese wenige Dezimeter mächtige Übergangszone würde man als Sandlöß bezeichnen müssen, der jedoch weiter keine Verbreitung in unserem Gebiete hat. Sand und Löß sind hier offenbar in unmittelbarer Folge abgesetzt worden. Die von den Stürmen mitgeführten sandigen Bestandteile sind infolge ihres größeren Gewichts eher zu Boden gefallen, während der feine Staub noch länger schwebend erhalten wurde und erst später zum Absatz kam. Decksand und Löß sind also im wesentlichen gleichaltrige und gleichartige Bildungen.

Die Beschränkung der Verbreitung des Decksandes auf das Gebiet entlang der Mittelterrasse legt die Vermutung nahe, daß das Material des Decksandes nicht allein aus der Niederterrasse stammt, wie man sonst allgemein annimmt, sondern daß auch die Mittelterrasse einen, und vielleicht nicht den geringsten, Anteil geliefert hat. Die oben erwähnte starke Erosion der Mittelterrasse würde also demnach z. T. auf Rechnung des Windes zu setzen sein.

2. Der Löß

Über die Zusammensetzung des Löß in unserem Gebiete liegen bereits so viel Berichte vor, daß nur noch wenig nachzutragen ist. Das Vorhandensein von älterem, verlehmten und jüngerem, nur oberflächlich verlehmten Löß konnte an verschiedenen Stellen des Deusenberges und des Rodderberges, jedoch stets nur im Aufschluß, nachgewiesen werden. Eine Abgrenzung dieser beiden Arten im Gelände war natürlich unmöglich.

Löß auf ursprünglicher Lagerstätte und unvermischt mit anderen Beimengungen, höchstens oberflächlich entkalkt, tritt linksrheinisch in sehr großer Verbreitung auf, rechtsrheinisch ist er dagegen auf eine Zone beschränkt, deren Ostgrenze ungefähr mit dem Uferrand der ältesten Diluvialterrasse zusammenfällt. So finden wir ihn in großer Verbreitung auf der weiten Terrassenfläche östlich Bruchhausen bis zum Anstieg zum Gebirge. Wir haben ihn dann noch auf den nördlich folgenden Terrasseneinebnungen, aber nicht mehr auf der Breiten Heide. Im Siebengebirge geht der Löß nach Wilckens (S. 194) selten über die 180-m-Linie hinaus. Auch in den Tälern wird die durch den Uferrand der Ältesten Diluvialterrasse gezogene Ostgrenze nur im Siebengebirge überschritten, während er in den südlich des Gebirges gelegenen Tälern, wie z. B. im Mucher Wiesentale und in den tieferen Teilen des Schmelztales, wo der Löß stellenweise recht steile Hänge von 6—8 m Höhe bildet, nicht weiter nach Osten geht.

Was wir östlich dieser Linie und höher hinauf im Gebirge an lößartigen Bildungen finden, ist nicht reiner Lößlehm, sondern ein Gemisch von Lößlehm

und verwittertem Devonmaterial. Auch verwitterte tertiäre Schichten dürften einen geringen Anteil an diesen Bildungen geliefert haben (s. Abschn. III).

B. Alluvium

Dünen

Jüngere Flugsandbildungen sind nur in Form einer kleinen, flachen, von Süden nach Norden langgestreckten Düne südwestlich von Rheinbreitbach vorhanden. Dieser Flugsand liegt auf der Niederterrasse und dürfte wohl aus der Inselterrasse aufgeweht sein, als diese noch frei von Hochflutlehm war. Die Düne besteht aus einem feinen gelblichgrauen Sande.

III. Gehängeschutt und -lehm

Teils diluvialen, teils alluvialen Alters sind die Bildungen von Gehängeschutt und Gehängelehm. Der Entstehung nach ist zwischen beiden kein wesentlicher Unterschied. Es sind durch Verwitterung entstandene Massen, die sich an den Hängen langsam zu Tal bewegen und am Fuße der Berge stellenweise in großen Massen angehäuft sind. Vom groben zum größten Teile aus großen Blöcken bestehenden Massen bis zu feinem, lößartigen Lehm sind alle Übergänge vorhanden. Ihrer Entstehung entsprechend, enthalten die Massen ein wirres Durcheinander der in der Nähe anstehenden Gesteine. Dazu kommen, wie oben bereits erwähnt wurde, als wesentliche Bestandteile Lößlehm und Verwitterungslehm.

Die Gehängeschuttmassen, die in unserem Gebiete eine recht bedeutende Rolle spielen, finden wir vor allem an den Hängen des Rheintals am oberen Rande der jüngeren Terrassen (Mittel-, Nieder- und Inselterrasse), wo sie einen Streifen wechselnder Breite am Fuße des Steilhanges zu bilden pflegen. Sie gehen vielfach in die Schuttkegel über und sind dann von diesen kaum zu trennen.

Außer an den Hängen des Rheintales finden wir die Abhangsschuttmassen auch in den Nebentälern. Von ganz außerordentlichem Umfange sind sie im Annatale am Südhange der Fritsches Hardt. Hier beträgt die Mächtigkeit der Schuttmassen schätzungsweise 6—8 m. In den in diese Massen tief eingeschnittenen Hohlwegen kommt nirgends das anstehende Gestein zutage.

Von ganz erheblich größerer Verbreitung als der Abhangsschutt ist der Gehängelehm, der aus einem Gemisch von Verwitterungslehm und Lößlehm besteht. Wir finden ihn nicht nur an den Hängen, sondern auch in sehr weiter Verbreitung auf der Hochfläche. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen sehr weiten Grenzen. Von einem ganz dünnen Schleier bis zu Mächtigkeiten von mehreren Metern sind alle Übergänge vorhanden. Von den Höhen zieht sich die Lehmdecke in vielen Stellen in die Täler hinab. Besonders groß und mächtig pflegt sie auf den nach Osten abfallenden Hängen, einschließlich der Nordost- und der Südosthänge, zu sein, während die Westhänge in der Regel mehr oder weniger frei von Lehm sind. Wenn auch Ausnahmen nicht gerade sehr selten sind, so ist doch diese Verteilung des Lehms die vorherrschende.

IV. Vulkanische Bildungen

Die Zahl der bereits bekannten Vorkommen von Auswurfsprodukten des Rodderberges konnte um verschiedene vermehrt werden, die meist das gleiche Profil zeigen, daß der Tuff zwischen dem älteren und dem jüngeren Löß liegt.

Folgende Vorkommen sind von einigem Interesse:

In der Nähe des zuerst von Laspeyres (S. 429), dann von Steinmann und schließlich von Rauff (1908) beschriebenen Aufschlusses im Hohlwege an der Kiesgrube südlich Mehlem (Straße nach Niederbachem), von dem heute nichts mehr zu sehen ist, ist zurzeit folgendes Profil in der Südostecke der erwähnten Kiesgrube aufgeschlossen:

0,30—1,5 m jüngerer Löß, oberflächlich entkalkt
0,10—0,60 m Tuff vom Rodderberge, teilweise geschichtet, teils schwach verfestigt, teils locker; nach den Rändern auskeilend
etwa 2 m verlehmter älterer Löß. An der Grenze gegen die Tuffe liegt eine dünne Lehmlage, die mit Geröllen durchsetzt ist. Der Übergang zu den liegenden Terrassenkiesen ist sehr unscharf, stellenweise sind Kies und Lehm miteinander vermengt. Einzelne Gerölle treten bis 1 m oberhalb der Unterkante des älteren Löß auf.
über 8 m Sand und Kies der Hochterrasse.

Die Durchmischung verschiedener Teile des älteren Löß mit Terrassenkies läßt darauf schließen, daß sich hier dieser ältere Löß nicht auf ursprünglicher Lagerstätte befindet, sondern mit den Geröllen vom Hang herabgespült ist, wo die Hauptterrasse heute noch ansteht. Ob der Tuff auf primärer Lagerstätte liegt, oder ob er, wenigstens zum Teil, auch von höheren Teilen des Hanges herabgerollt ist, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden. Der jüngere Löß dagegen ist offensichtlich an Ort und Stelle zum Absatz gelangt und später nicht mehr umgelagert.

Von Wichtigkeit ist auch der Fund von normalem Rodderbergtuff ganz in der Nähe des sogenannten „Nosehügels" (Wilckens, 1924). Hier tritt an der nach Nordwesten gekehrten Böschung der am Nosehügel abzweigenden kleinen Schlucht normaler Tuff auf, der von jüngerem Löß überlagert wird, sich also wahrscheinlich auf ursprünglicher Lagerstätte befindet. Nach den Verhältnissen der sonstigen Tuffablagerungen in geringer Entfernung von diesem Vorkommen müssen wir annehmen, daß älterer Löß seine Unterlage bildet. Nun liegt der durch Glimmerschuppen ausgezeichnete Tuff des Nosehügels in nur etwa 25 m Entfernung von diesem Vorkommen in gleicher Höhenlage und wird nach Rauff (1908, S. 149) gleichfalls von älterem Löß unterlagert. Unter diesen Umständen kann ich diesen Tuff des Nosehügels nicht für älter als den Tuff des Rodderberges halten (vgl. Wilckens, 1927, S. 199). Ich nehme dabei aber an, daß der Tuff des Nosehügels an Ort und Stelle als Tuff abgesetzt ist und nicht irgendwie zusammengeschwemmt ist. Sein ziemlich beträchtlicher Sandgehalt läßt diese Vermutung nicht ganz ausgeschlossen erscheinen, wenn auch kein sicherer Beweis zu führen ist. Trotz seiner, von dem Rodderbergtuff vor allem durch die Glimmerschuppen abweichenden Beschaffenheit deutet sein Vorkommen inmitten des Verbreitungsgebietes des Rodderbergtuffes, in gleicher Höhenlage und in gleicher geologischer Stellung — zwischen älterem und jüngerem Löß — darauf hin, daß sein Ursprung im Rodderberge zu suchen ist, ohne daß sich allerdings für die petrographische Verschiedenheit eine befriedigende Erklärung geben ließe.

Schließlich sei noch das Vorkommen von Rodderbergtuff in der „Grube Nesselburg", einem Tagebau auf Sande der Vallendarer Schichten, nördlich

von Niederbachem erwähnt, wo im Sommer 1931 ein fortlaufendes Profil von Devon (Herdorfer Schichten), Oberoligozän (Vallendarer Schichten), Trachyttuff (stark vertont), älterem Löß, Rodderbergtuff und jüngerem Löß aufgeschlossen war. Über dieses Vorkommen wird Wilckens, der den Aufschluß bereits früher als ich, aber beide unabhängig voneinander, gefunden hat, berichten. Wilckens bezeichnet ihn meist mit dem älteren Namen „Grube Gerta".

Von den von Pohlig am Nordabhange des Rodderberges beobachteten „Älteren Tuffen" habe ich ebensowenig etwas gesehen wie Laspeyres und Wilckens (vgl. Wilckens, 1927, S. 198).

Schriftenverzeichnis:

Hier sind nur die Schriften genannt, auf die im Text Bezug genommen ist. Die übrige, sehr umfangreiche Literatur siehe bei Wilckens, 1927.

Ahrens, W.: Das Alter des großen mittelrheinischen Bimsteinausbruches und sein Verhältnis zu den jüngsten Rheinterrassen. — Geolog. Rundschau, **18**, 1927.

—: Die Trennung der Niederterrasse am Mittel- und Niederrhein in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der Geröllführung. — Z. deutsch. geol. Ges. **82**, 1930.

Burre, O.: Die Älteste Diluvialterrasse des Rheins bei Hönningen. — Dies. Jb. **49**, 1928.

Dechen, H. v.: Geologischer Führer in das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1861.

Jungbluth, F. A.: Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. — Verh. nat.-hist. Ver. Rhld. Westf. **73**, 1916.

Kaiser, E.: Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. — Verh. nat.-hist. Ver. Rhld. Westf. **54**, 1897.

Laspeyres, H.: Das Siebengebirge am Rhein. — Verh. nat.-hist. Ver. Rhld. Westf. **57**, 1900.

Rauff, H.: Älterer Löß am Niederrhein. — Verh. nat.-hist. Ver. Rhld. Westf. **65**, 1908.

—: Erläuterungen zu Blatt Godesberg. — Lief. 214 d. Geol. Karte von Preußen. Berlin 1923.

Steinmann, G.: Über das Diluvium am Rodderberge. — Sitzungsber. nat.-hist. Ver. Rhld. Westf. **63**, 1906.

Wilckens, O.: Die Geologie der Umgebung von Bonn. — Sitzungsber. nat.-hist. Ver. Rhld. Westf. **81**, 1924.

—: Geologie der Umgegend von Bonn. Berlin 1927.

Zepp, P.: Beitrag zur Frage der Rheinterrassen-, Löß- und Flugsandbildung auf Grund von Beobachtungen. — Festschrift für Alfred Philippson. Leipzig-Berlin 1930.

Druckfertig eingereicht am 13. Januar 1932.
„Imprimatur" erteilt am 2. Mai 1932.

Eine Küstenbildung des Meeressandes bei Oberdorfelden

(Bl. Frankfurt/Main—Ost)

Von F. Michels, Berlin und W. Wenz, Frankfurt a. M.

Strandbildungen des mitteloligozänen Meeressandes sind bisher im östlichen Teil des Mainzer Beckens nur in geringer Zahl bekannt geworden, und zwar bei Vilbel und Büdesheim. Am Niederberg bei Vilbel (Bl. Frankfurt a. M.-Ost) handelt es sich vorwiegend um Konglomerate mit *Lamna*-Zähnen, die auf dem rotliegenden Sandstein ruhen und von transgredierendem oberem Rupelton überlagert werden, während die feineren, eisenschüssigen Sande am Weinberg, etwas östlich des Ortes, die bezeichnende Molluskenfauna geliefert haben (Wittich, 1905). Ein weiteres Vorkommen fand von Reinach (1899, S. 13) nördlich Büdesheim (Oberhessen). Auch hier sind die Konglomerate und Sande von transgredierendem oberem Rupelton überlagert. Das Liegende konnte nicht ermittelt werden, ist aber auch hier zweifellos Rotliegendes. Die Sande und Konglomerate erwiesen sich durch den Fund vereinzelter Halitherienrippen (Becker, 1921, S. 74) sowie neuerdings von zahlreichen *Lamna*-Zähnen als Meeressande.

Ein weiteres, etwas andersartiges Vorkommen, das zwischen denen von Vilbel und Büdesheim vermittelt, wurde im vergangenen Jahre gelegentlich einer Exkursion bei Oberdorfelden (Nordostecke des Blattes Frankfurt a. M.-Ost-Offenbach) entdeckt. Folgt man von der Haltestelle Oberdorfelden dem Feldweg nach der Kleinen Lohe, so trifft man auf der letzten Bodenwelle vor dem unteren Wäldchen zu beiden Seiten des Weges auf dem Rotliegenden eine Stelle von nur etwa 100 m im Durchmesser, die sich durch ihre tief dunkelrote Färbung abhebt. Die Stelle liegt etwas westlich des Mittelpunktes einer von P. 142,8 nach P. 148,2 (des Meßtischblattes Frankfurt a. M.-Ost) gedachten Verbindungslinie. Die Oberfläche der Felder ist hier von zahlreichen größeren und kleineren Bruchstücken der kräftigen Schalen von *Ostrea callifera* Lam. bedeckt sowie von ebenfalls zahlreichen Bohnerzknollen. Die Verbreitung der Austernschalen und Bohnerzgerölle stimmt völlig überein. Es handelt sich also hier zweifellos um eine Küstenbildung des Oligozänmeeres. Der Lage nach könnte man sowohl an eine solche des Meeressandes als auch des Schleichsandes denken. Das Auftreten von *Ostrea callifera* und das Fehlen von *O. cyathula* spricht mehr für die erstere Annahme.

Eine Erklärung des eigenartigen Zusammenvorkommens von Küstenbildung und Bohnerz ist ohne Schürfungen nicht mit voller Sicherheit möglich. Wir denken uns die Reihenfolge der Vorgänge etwa so: In die Brandungsrinnen oder Auswaschungen des damaligen, von Sandstein des Rotliegenden gebildeten Felsstrandes wurden zunächst die Sande und Gerölle mit den Austernschalen eingelagert und angehäuft, vielleicht auch durch Kalk verkittet (vgl. „Meeres-

kalk" bei Vilbel „Waldschacht") und sodann von geringmächtigem Oligozän (Strandnähe) und mächtigeren Corbiculaschichten eingedeckt. Nach Verwitterung und Abtragung der Decke im jüngeren Tertiär kommt es dann in der von Meeressand erfüllten Vertiefung zur Eisenausscheidung und Bohnerzbildung, wie sie auch sonst im Bereich des Blattes auf Resten des Corbiculakalkes oder in seinem Liegenden beobachtet wurden.

Literatur:

Becker, H.-K.: Beiträge zur Kenntnis des Meeressandes im Mainzer Becken. — Senckenbergiana 3, S. 72—75, 1921.

Michels, F., Wenz, W. & Zöller, A.: Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen. Blatt Frankfurt a. M.—Ost—Offenbach, Berlin 1930.

von Reinach, A.: Erläuterungen zur geol. Spezialk. von Preußen. Blatt Windecken, Berlin 1899.

Wittich, E.: Mitteloligocäner Meeressand bei Vilbel in Oberhessen. — Centralbl. Min. 1905, S. 531—535.

Kritischer Überblick über die Tertiärablagerungen des nördlichen Hessens, ihr Alter, ihre Gliederung, ihren Gegensatz zu denen Südhessens und ihre Abgrenzung nach Süden

(Eine Entgegnung an W. Klüpfel und Fr. Schwarz)

Von Max Blanckenhorn, Marburg

(Mit 1 Abbildung)

A. Einleitung

Die zunehmende Beschäftigung mit den Tertiärablagerungen des Hessenlandes hat schon lange einen Gegensatz ahnen lassen zwischen der Ausbildung desselben im N, d. h. im Reg.-Bez. Kassel und der im Süden, d. h. in der Wetterau, dem Westerwald und dem Mainzer Becken: einerseits enge Beziehungen zu den Verhältnissen bei Kassel und Großalmerode, andererseits solche zum Mainzer Becken.

Schon Ludwig hat (1855 b) in seinem „Versuch einer geographischen Darstellung von Hessen in der Tertiärzeit" die Aufmerksamkeit auf dieses Problem gelenkt und auf einer Übersichtskarte durch Farbenschraffierung einen „tertiären Südozean nebst damit zusammenhängenden Brackwasserbassins und rheinisch-wetterauer See", einen „tertiären Nordozean" und die (niederhessischen) „Süßwasserseen" getrennt. Auf S. 11 dieser Schrift sagt er: „Bei Neustadt oder Alsfeld ist wohl der Punkt zu suchen, an welchem die Süßwassersümpfe der niederhessischen Braunkohlenformation mit dem rheinisch-wetterauer See zusammenhingen".

von Koenen und sein Schüler Bodenbender haben wohl die einzelnen Vorkommen im hessischen Tertiär geprüft, beschrieben und verglichen, ohne aber auf die Frage des Gegensatzes der niederhessischen Bildungen zu denen der Wetterau einzugehen. Auch Emanuel Kayser hat diese Frage nicht im geringsten gefördert. Daß er 1904 in seinem „Abriß der geologischen Verhältnisse Hessens" S. 20 die Melanientone Ludwig's und sogar die feuerfesten Tone von Großalmerode dem Miozän zurechnet, zeigt sein geringes Interesse und Verständnis für das hessische Tertiär. In den Erläuterungen zu den Blättern Marburg und Niederwalgern stehen Em. Kayser und Paeckelmann auf dem Standpunkt, daß die ältesten Einbrüche des Ebsdorfer Grundes dem Septarientonmeer direkt vorausgegangen seien, der entscheidende Einbruch im Osten der Lahnberge zum Amöneburger Becken aber erst in die Wende von Oberoligozän und Miozän falle und daß die in der Tiefe des Ebsdorfer Grundes liegenden Süßwasserbildungen mit Braunkohlen alle miozänen Alters seien.

Diese Auffassung, daß der Septarienton im südlichen Teil der Niederhessischen Senke von Wabern—Homberg an bis Alsfeld die älteste Tertiärschicht darstelle, hat lange geherrscht. Das entspricht eben ganz den Verhältnissen

in der Wetterau bis Gießen usw., die einfach auf die nächsten Teile Nordhessens übertragen wurden. Es erscheint auch deswegen erklärlich, weil das Tertiär im Süden im Bereich des Mainzer Beckens als besser aufgeschlossen früher und gründlicher erforscht war.

Die von N nach S fortschreitenden geologischen Kartenaufnahmen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die jetzt mit der Herausgabe der Blätter Neustadt, Kirchhain und Amöneburg-Homberg a. d. Ohm einen gewissen Abschluß und Anschluß an die schon vorhandenen Blätter Marburg, Niederwalgern, Allendorf a. d. Lumda, Gießen und Alsfeld gefunden haben, haben nun endlich diese Fragen der Tertiärbildungen in Hessen ihrer Klärung nähergerückt. Nachdem so lange das Tertiär Nordhessens vom Standpunkt der südlichen Geologen beurteilt war, wird es Zeit, daß nun auch der von Norden nach S bei seinen Aufnahmearbeiten fortschreitende Geologe zum Worte kommt, um den Gegensatz der nördlichen zur südlichen Ausbildung des Tertiärs etwas zu beleuchten und auf seine Ursachen einzugehen. Dieser Gegensatz drückt sich in zwei Sätzen aus: In Nordhessen von Großalmerode und Kassel bis Alsfeld und dem Amöneburg-Ebsdorfer Becken fanden die entscheidenden, in Graben- und Beckeneinbrüchen gipfelnden Gebirgsbewegungen in präoligozäner, teils spätjurassischer, teils späteozäner Zeit statt (die letztere ist wohl die Zeit der sogenannten Pyrenäischen Faltung STILLE's), im Süden vom Lumdatal an anstatt der letzteren erst in prämitteloligozäner Zeit unmittelbar vor dem Eindringen des Meeres des mittleren Rupeltons. Im Norden herrschen in bezug auf Mächtigkeit und oberflächliche Verbreitung die oligozänen Bildungen vor, im Süden die miozänen, während die oligozänen an der Oberfläche zurücktreten beziehungsweise durch die jüngeren Schichten meist verdeckt werden. Wo die Grenze liegt, wird am Schlusse dieser Abhandlung zu erörtern sein.

B. Die organischen Reste

Auch in der eingeschlossenen Fauna und Flora weichen die tertiären, namentlich die oligozänen Schichten Nordhessens von denen Südhessens ab, indem sie mehrfach eigene Formen führen. So fühlte sich der ausgezeichnete Konchylienkenner SANDBERGER veranlaßt, die in den Melanientonen verbreitetste *Melanopsis* und *Hydrobia* als besondere Arten unter dem Namen *hassiaca* von denen des Mainzer Beckens abzutrennen, wenn er sie auch leider selbst noch nicht näher beschrieb und abbildete.

Von den zwei marinen Stufen Nordhessens weist der mitteloligozäne Septarienton, der ja bis zum Süden durchhält, die gleiche Fauna auf wie speziell der mittlere Rupelton im Mainzer Becken. Am häufigsten sind darin in Nordhessen von Foraminiferen die Gattungen *Cristellaria, Lagena, Rotalia, Bolivina (beyrichi), Nodosaria, Gaudryina, Quinqueloculina* vertreten; von Bivalven: *Leda deshayesiana, Nucula duchasteli* und *N.* sp., *Axinus unicarinatus, Cytherea incrassata, Cyprina rotundata, Astarte kickxii, Ostrea callifera, Cardita latisulcata, Venericardia tuberculata;* von Scaphopoden: *Dentalium kickxii;* von Gastropoden: *Buccinum (Cominella) cassidaria, Tritonium flandricum, Typhis cuniculosus, Chenopus speciosus, Pleurotoma laticlavia;* von Fischen: *Lamna, Otodus, Carcharodon, Carcharias;* von Säugetieren: *Halitherium.* (LUDWIG führt 1855 b, S. 16, auch *Dinotherium* von der Wasserscheide bei Neustadt (Kr. Kirchhain) an, was aber wohl stark zu bezweifeln ist.)

Die Fauna des oberoligozänen Kasseler Meeressandes ist ja so reich und so wohlbekannt, daß ein Eingehen darauf zu weit führen würde. Ihre Abweichung

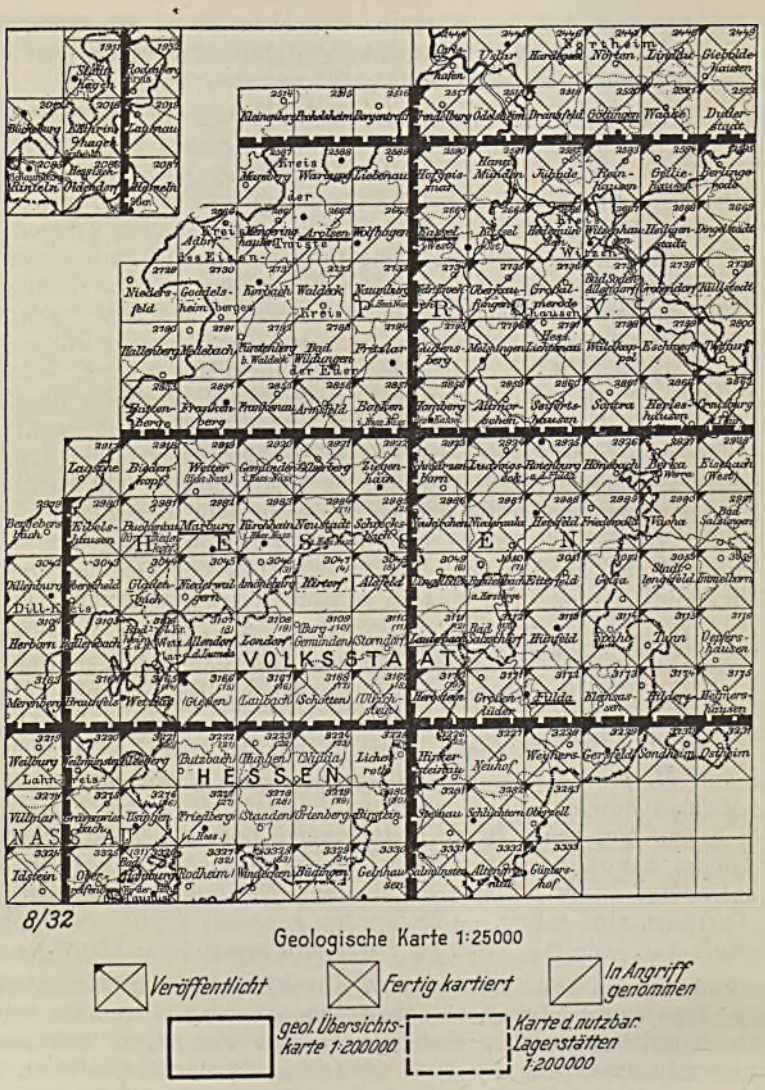
von der der Meeresbildungen im Mainzer Becken ist so erheblich, daß man lange geschwankt hat, ob ihm der Cerithienkalk oder, wie man jetzt allgemein annimmt, die Cyrenenmergel im Alter gleichzustellen seien.

Was die Süßwasserfauna betrifft, so haben die tiefsten Schichten, die man dem Unteroligozän (oder auch Eo-unteroligozän) zuzurechnen geneigt ist, so besonders der unterste Braunkohlenhorizont, noch keine rein eozäne Fauna geliefert, sondern höchstens eine Mischung von eozänen mit oligozänen. Das gilt speziell für den Fund im Dorfe Wasenberg südlich Treysa auf Blatt Schrecksbach, die ich in den Erläuterungen zu genanntem Blatt beschrieb. Bei einer Brunnengrabung holte man zwischen Tonen einen schwarzbraunen harten schweren quarzitischen Eisenstein oder Hornstein (entstanden durch Verkieselung einer Schwefelkiesgeode) heraus, der enthielt: *Limnaeus* cf. *pachygaster*, *Planorbis pseudoammonius* v. Schloth., *P.* cf. *dealbatus* und cf. *acuticarinatus* Dunk., *Euchilus deschiensiana* Desh., *Nystia chasteli*, *Hydrobia hassiaca*. Der *Planorbis pseudoammonius* und *Euchilus deschiensiana* sind bekannt aus dem mitteleozänen Kalk von Buchsweiler im Elsaß, und speziell die *Planorbis*-Art wurde bisher als leitend für das Eozän des Rheingebietes und Sachsens angesehen. Aber ich fand genau die gleiche Form auch im oligozänen Melanienton von Allendorf (Kreis Kirchhain) und im Miozän von Obergrenzebach (Blatt Ziegenhain). Er ist auch schon von Ludwig aus der Gegend von Mardorf (Kreis Kirchhain) genannt. Die übrigen genannten Arten weisen auf Oligozän hin.

Für das Oligozän Nordhessens sind die sogenannten Melanientone besonders charakteristisch, die zum größeren Teil unter dem mitteloligozänen Septarienton, zum Teil auch über demselben liegen, aber eine einheitliche Konchylienfauna bergen. Die häufigsten Arten sind nach meinen Aufsammlungen: *Melanopsis hassiaca* Sandb. (nahe verwandt mit *M. kleini*, dagegen völlig verschieden von *M. praerosa* L. [= *M. laevigata* Lam.], wie sie früher genannt wurde), *Melania horrida*, *spina*, *nysti* und *fasciata*, *Hydrobia hassiaca* Sandb. (= *acuta* Spey., non *acuta* Braun), *dubuissoni* Bouil., *schwarzenbergi* Dunk. und *dactylodes* Sandb. (= *obtusa* Spey. non Sandb.), *Nystia chasteli*, *Viviparus lentus splendidus* Ludw., *Limnaeus* div. Sp., *Neritina* sp. und *Cyrena tenuistriata*. Cerithien sind selten. — Es werden genannt: *Cerithium elegans* Desh. und *plicatum* var. *galeottii* Nyst. (= *Potamides mucronatus* Ludw.).

Innerhalb des Miozänsystems sind Konchylienfunde in der untermiozänen Abteilung des oberen Braunkohlenhorizonts (Burdigal) relativ selten. Ich nenne als Beispiele von Blatt Gudensberg einen löcherigen Süßwasserquarzit im Süden von Gensungen, der noch über den oberen Kohlenflözen liegt und Abdrücke von *Helix (Patula)*, *Hydrobia*, *Nystia chasteli?*, *Limnaeus* und *Planorbis* führt; von Blatt Homberg a. d. Efze eine schwarze Kalkbank mit Schalen von kleinen Limnaeen und Planorben, die im Bohrloch 97 a des Ostheimer Kohlengebietes zwischen den zwei Hauptkohlenflözen angeschnitten wurde, und von Blatt Schwarzenborn den dunklen Blätterschiefer in der Ockergrube Marie am Ringberg mit *Sphaerium*, *Viviparus lentus*, *Hydrobia* und *Planorbis*.

Die meisten übrigen fossilen Vorkommen fallen der späteren Zeit, den Tuff- und Basaltdurchbrüchen (dem Torton) zu. Hierher gehören Kalkknollen mit Limnaeen mit wohlerhaltener glänzender, punktierter Schale sowie lose Schalen von *Planorbis* und *Limnaeus*, eingeschlossen in einen Basalttuffschlammstrom in Kochs Wäldchen südlich Gensungen, Mergellagen im oder über dem Basalt-


8/32
Geologische Karte 1:25000
Veröffentlicht
Fertig kartiert
In Angriff genommen
geol. Übersichtskarte 1:200000
Karte d. nutzbar. Lagerstätten 1:200000
HESSEN
NASSAU
VOLKSSTAAT
Kreis Marburg
Kreis Biedenkopf
Kreis Frankenberg
Kreis Waldeck
Kreis Eisenach
Kreis Hofgeismar
Kreis Wolfhagen
Kreis Kassel
Kreis Melsungen
Kreis Fritzlar-Homberg
Kreis Ziegenhain
Kreis Schwalm-Eder
Kreis Fulda
Kreis Hünfeld
Kreis Hersfeld
Kreis Rotenburg
Kreis Witzenhausen
Kreis Eschwege
Kreis Gelnhausen
Kreis Schlüchtern
Kreis Hanau
Kreis Gelnhausen
Kreis Usingen
Kreis Wetzlar
Kreis Gießen
Kreis Alsfeld
Kreis Lauterbach
Kreis Schotten
Kreis Büdingen
Kreis Friedberg
Kreis Grünberg
Kreis Homberg
Kreis Ziegenhain
Kreis Melsungen
Kreis Fritzlar
Kreis Wolfhagen
Kreis Hofgeismar
Kreis Kassel
Kreis Witzenhausen
Kreis Eschwege
Kreis Hersfeld
Kreis Rotenburg
Kreis Fulda
Kreis Hünfeld
Kreis Schlüchtern
Kreis Gelnhausen
Kreis Hanau
Kreis Dieburg
Kreis Offenbach
Kreis Darmstadt
Kreis Bensheim
Kreis Heppenheim
Kreis Erbach
Kreis Lindenfels
Kreis Groß-Gerau
Kreis Bergstraße
Kreis Worms
Kreis Alzey
Kreis Mainz
Kreis Bingen
Kreis Oppenheim
Kreis Worms
Kreis Alzey
Kreis Bingen
Kreis Mainz
Kreis Oppenheim
Kreis Groß-Gerau
Kreis Darmstadt
Kreis Bensheim
Kreis Heppenheim
Kreis Erbach
Kreis Lindenfels
Kreis Dieburg
Kreis Offenbach
Kreis Hanau
Kreis Gelnhausen
Kreis Schlüchtern
Kreis Fulda
Kreis Hünfeld
Kreis Hersfeld
Kreis Rotenburg
Kreis Witzenhausen
Kreis Eschwege
Kreis Kassel
Kreis Melsungen
Kreis Fritzlar-Homberg
Kreis Ziegenhain
Kreis Schwalm-Eder
Kreis Frankenberg
Kreis Waldeck
Kreis Eisenach
Kreis Hofgeismar
Kreis Wolfhagen

gleichen (unteroligozänen) Niveau möchte ich die Pflanzenreste im Ockersandstein östlich Niederofleiden nahe am Ostrande des Blattes Amöneburg-Homberg a. d. Ohm zurechnen, von denen das langlebige *Taxodium distichum, Cinnamomum lanceolatum, Persea* sp., *Nectandra* sp., *Castanea* sp., *Laurophyllum* und *Quercus* sp. bestimmt werden konnten. Aus dem sonstigen Oligozän Nordhessens ist nur wenig an fossilen bestimmbaren Pflanzenresten bekannt geworden. Im Melanienton vom Großen Mosenberg bei Homberg a. d. Efze fand ich Samen von *Leguminosites vicioides* Menz.

Dafür ist das Miozän ungewöhnlich reich an Funden. Sie wurden von P. Menzel 1921 beschrieben, worauf ich hier verweise. Wir können da unterscheiden zwischen Funden im älteren vorbasaltischen Miozän (Burdigal) und im jüngeren der ersten Basalteruptionen (Torton). Zu den älteren Vorkommnissen gehört wohl noch der obere Quarzit und Quarzitschiefer zwischen Gensungen und dem Rhünder Berg auf Blatt Gudensberg mit *Pteris parschlugiana, Typha, Cyperus, Corylus macquarrii, Cinnamomum scheuchzeri* und cf. *lanceolatum, Andromeda vaccinifolia, Neritinium majus, Phyllites knemaeformis* Menz., *Carpolithes burseraceus;* weiter die Flora von Frielendorf: Früchte von *Castanopsis schmidtiana, Sequoia langsdorfi, Pinus saturni, Quercus apocynophyllum,* die kleinen Früchte auf den Letten der Ockergrube am Ringsberg (Bl. Schwarzenborn): *Carpolithes circumcinctus* Menz. und *Folliculites kaltennordheimensis.*

Die bekanntgewordene Flora des höheren basaltischen Miozäns, besonders der Basalttuffe und Polierschiefer, ist derart reich, daß wir hier die angeführten Arten gar nicht aufzählen können. Man vergleiche nur die Schriften von Schindehütte 1907 und Menzel 1921. Als Hauptfundorte nenne ich den Polierschiefer am Asch im Habichtswald, den Basalttuff am Goldberg bei Sipperhausen und vom Eichelkopf (Bl. Homberg a. d. Efze), den bituminösen Schiefer am Kesselwald bei Obergrenzebach (Bl. Ziegenhain), Basalttuff vom Großen Schemberg (Bl. Schwarzenborn).

Auch das Pliozän hat uns in Nordhessen viele Pflanzenreste hinterlassen. Die Lendorfer Schichten, die ich dem Unter-Mittelpliozän zurechnen möchte, enthalten auf Bl. Homberg a. d. Efze: *Salix cinerea, Potentilla fruticosa, Pirola umbellata, Mentha silvestris, Thymus* sp., also eine ausgesprochene Ufer- und Waldvegetation, wie sie heute noch an Ort und Stelle gedeiht.

C. Zur Stratigraphie und Tektonik [1])

Die Besprechung der einzelnen wichtigeren Vorkommnisse beginnen wir am besten mit dem von Großalmerode, wo die tertiäre Reihe unstreitig am vollständigsten von unten bis oben entwickelt und durch Bergbau auf Braunkohle und Ton gut aufgeschlossen ist. Über das relative Alter der einzelnen Schichtenstufen herrschte lange Zeit Ungewißheit, weil es an einer marinen

[1]) Um dem Leser wenigstens einen Überblick zu ermöglichen über die gegenseitige Lage der verschiedenen, im folgenden besprochenen geologischen Spezialkartenblätter, füge ich eine Übersichtskarte bei, auf der die von den geologischen Landesanstalten Preußens und Hessens herausgegebenen oder in Angriff genommenen geologischen Spezialkarten des Reg.-Bez. Kassel und der Hessischen Provinz Oberhessen eingezeichnet sind. Die Preuß. Geol. Landesanstalt hat mir dieses Klischee in entgegenkommender Weise zur Verfügung gestellt, wofür ich meinen geziemenden Dank ausspreche.

Zwischenlage, sei es des mitteloligozänen, sei es des oberoligozänen Meeres, fehlte. Nachdem dann (etwa 1921) in der großen Tongrube der Gewerkschaft Möncheberg, zwischen Epterode und Großalmerode, Septarienton, deutlich gekennzeichnet durch viele Austern *(Ostrea callifera)* und andere Fossilien[2]) erschlossen wurde, konnte ECK. SCHRÖDER 1924 als erster die Scheidung in Eozän, Oligozän und Miozän vornehmen. Zwischen den älteren Ablagerungen der langgestreckten Faulbacher Mulde und der jüngeren miozänen Hirschberger Mulde ist nach SCHRÖDER eine Diskordanz und übergreifende Lagerung anzunehmen. Die Schichten der älteren Mulde setzen sich von oben nach unten folgendermaßen zusammen:

4. 25—60 m Bunte Folge von dunklen Letten und Sand mit unbeständigen Flözen und Kohlenschmitzen, im unteren Teil Melanienton mit Kalkbänkchen, reich an Süßwasserkonchylien (Schnecken und Bivalven)
   3—5 m „Fließsand", d. h. feinsandiger Ton mit Cyrenen und Cerithien
3. 12—24 m Feuerfester Ton mit großen Kalklinsen
2. 8—10 m Unreines mulmiges Braunkohlenflöz
1. 1— 6 m Lockere Sande, z. T. zu Quarzit verfestigt.

Die große offene Tongrube der Gewerkschaft Möncheberg zeigt:

7. Ganz oben: Ein Kohlenflöz, darunter
6. 30 m Weißen Sand, Triebsand
5. 3—4 m Schwärzlichen bis grünlichen Septarienton mit marinen Fossilien, besonders Austern
4. ca. 5 m Roten und grünen Ziegelton
   0,1—0,7 m Unreine Braunkohle
   2 m Guten fetten Ton mit Kalkgeoden und *Cyrena tenuistriata*
   2 m Schwefelkiesreiche Braunkohle
   ? Mageren Ton. Darunter: Muschelkalk.

Die Schichtenfolge in der oberen Mulde am Hirschberg gestaltet sich so:

7. 50—80 m Letten und Sande mit Braunkohlenflöz 1—3
   0,5—1,5 m Quarzit
   15—45 m Letten und Sande mit Flöz 4
6. 25—30 m Heller Sand.

Nach LUDWIG, MÖSTA, EBERT, BEYSCHLAG, UTHEMANN und SCHRÖDER sind die Schichten des dritten Profils zeitlich denen des ersten gefolgt. Die Schichten des zweiten Profils von der Tongrube müssen nach den voranstehenden Ziffern in diese Reihe eingeordnet werden. Die oberen weißen Sande 6 im mittleren Profil entsprechen dem Liegenden im dritten. Der Septarienton 5 ist nur an einer Stelle in relativ geringer Mächtigkeit erhalten, im übrigen fortgewaschen, wohl infolge von paulopostseptarischer Störung und Abtragung, welche auch die Einmuldung der unteren Mulde und die diskordante Auflagerung der folgenden Schichtenreihe verursachte. Die Schichten 7, d. h. der obere Kohlenhorizont, können also sehr wohl dem Untermiozän (Burdigal) angehören. Die mächtigen fossilleeren Sande 6 im zweiten und dritten Profil wären vielleicht ein Äquivalent des aquitanen Miozäns oder des Oberoligozäns. Dem „Fließsand" hat F. SCHWARZ 1930 als besonderer brackischen Ablagerung mit Cyrenen und Cerithien den Namen „Cyrenenschichten gegeben (bei KLÜPFEL, 1930, S. 9,

[2]) Die reiche Fauna wurde neuerdings durch einen Schüler des Kasseler Wilhelmsgymnasiums untersucht. Diese paläontologische Arbeit hat mir zur Begutachtung vorgelegen.

erscheint er wohl nur infolge Druckfehlers unter dem Namen „Congerienmergel"), ihn „als Vorstoß des im Sollinggebiet marin ausgebildeten Unteroligozäns" aufgefaßt und durch eine Abtragungsphase vom Melanienton abgetrennt. Diese Trennung ist aber nicht durchführbar, da Cyrenen auch im Melanienton neben Melanien, Hydrobien, *Viviparus* nicht bloß überall in Niederhessen (Borken, Ziegenhain, Kirchhain, Mardorf usw.), sondern auch in Großalmerode auftreten, außerdem Fließsandlagen auch zwischen den eigentlichen Melanientonschichten erscheinen. Es gibt in Nordhessen keine besonderen Cyrenenschichten weder im Oligozän noch im Miozän. Zu beachten ist, daß auch die Abteilung 4 Braunkohlen enthält. Wir haben also bei Großalmerode 3 Braunkohlenhorizonte, einen (7) im Miozän, einen (4) im Unteroligozän und einen dritten (2) tieferen mit mulmiger schwefelkiesreicher Kohle, die man neuerdings nach dem Beispiel der Braunkohlengebiete Sachsens (Merseburg, Halle) und der subherzynischen Mulde als mitteleozän anspricht. Aber dann fehlt noch eine Vertretung des Obereozäns. Diese Stelle könnte der Feuerfeste Ton 3 einnehmen, den Klüpfel (1930) noch ins Unteroligozän rückt, während sein Schüler Schwarz (1930) ihn schon ins Eozän stellt. Nach seinem Absatz nimmt Schwarz eine allgemeine Hebung, verbunden mit allgemeiner Abtragung, an, da er sonst (d. h. außerhalb der Gegend von Großalmerode und dem Steinberg im N davon) verschwunden ist. Wenn man mit Stille gerade in die Zeit der Wende vom Eozän zum Oligozän eine große saxonische Faltungsphase (Stille's „Pyrenäische Faltung") legt und an durchgehend verbreitete Diskordanzen zwischen den entsprechenden Ablagerungen glaubt, wie solche schon mehrfach von Harbort, Brinckmeier und Klüpfel nachgewiesen sein sollen, so könnte bei dem Fehlen paläontologischer Beweise die Frage nach dem Alter des Feuerfesten Tons dadurch beantwortet werden, daß man solche Diskordanzen entweder über oder unter dem Feuerfesten Ton feststellt. Beides ist noch nicht geschehen. Diese Frage ist also noch ungelöst. Die liegenden Quarzitsandschichten 1 stellt Klüpfel (1930) nicht mehr zu der Kohle 2 ins Mitteleozän, auch nicht ins Untereozän, sondern (allerdings mit ?) ins Paleozän, nimmt also zwischen ihnen und der Kohle 2 eine lang dauernde Lücke in der Sedimentation an, begründet durch eine Phase der Hebung, Abtragung und Senkung, und sein Schüler Schwarz folgt seinem Beispiel ohne kritische Nachprüfung.

Ähnlich der Ausbildung des untersten Tertiärs in der nördlichen Faulbach-Großalmeroder Mulde ist diejenige am Steinberg auf dem Buntsandstein-Hochplateau nördlich über Großalmerode, wo man unter Basalt antrifft:

Feuerfeste Tone,
Zwei Flöze erdiger schwefelkiesreicher Kohle getrennt durch tonigen Sand,
Quarzitsand.

Mösta, Beyschlag, Uthemann und E. Schröder vertreten die Auffassung, daß dieses Tertiär mit den 160—200 m tiefer gelegenen Basisschichten 1—3 von Großalmerode gleichaltrig sei, während Grupe, der jungmiozänen Gebirgsbewegungen im Gegensatz zu den präoligozänen für Hessen nur geringeren Einfluß auf den Bau des Gebietes zuerkennt, die Schichten vom Steinberg den höheren Teilen des Hirschberger Miozäns parallelisiert, die etwa zu der gleichen Meereshöhe ansteigen. Ich selbst neige, ohne irgend von Grupe beeinflußt zu sein, doch nach meinen eigenen Erfahrungen dazu, grundsätzlich die Tertiärschichten der Plateaus für jünger anzusehen als die in den Tälern, namentlich wenn sie sich unmittelbar an schützende Basalte anlehnen, wie das am Stein-

berg der Fall ist. Vielleicht gelingt es bei unserem weiteren Verfolgen der Tertiärbildungen Hessens gerade auch im Miozän noch ein vergleichbares Analogon für den Feuerfesten Ton vom Steinberg zu finden.

Bei der Prüfung der Tertiärmulde von Hessisch-Lichtenau-Glimmerode im SO von Großalmerode stellte E. SCHRÖDER eine deutliche Diskordanz fest, mit der der Septarienton der dortigen älteren Braunkohlenformation auflagert und die jüngeren unterlagert. Es fragt sich nun, welchem der drei Großalmeroder Braunkohlenhorizonte entspricht eigentlich der untere von Lichtenau, der Stufe 2 oder 4. Nichts liegt näher als für 4 einzutreten, der ja auch bei Großalmerode vom Septarienton bedeckt wird. Dafür spricht, daß auch dieser (4) sehr mächtig ist und mehrere Flöze führt, ebenso wie die Basisschicht von Lichtenau (mit 5 Flözen), während der schmale Horizont 2 von Großalmerode nur ein einziges, allerdings mächtiges, doch schlechtes Flöz aufweist. Das Fehlen von Süßwasserkonchylien bei Lichtenau kann nicht das Gegenteil beweisen. Ist die Annahme richtig, dann würden bei Lichtenau die Schichten 1—3 fehlen und die Tertiärabsätze mit 4 beginnen, d. h. mit dem Unteroligozän. An Störungsphasen hätten wir bei Lichtenau 3 zu buchen: eine voroligozäne, welche die Vorbedingungen zur Sedimentation schuf, eine präseptarische vor der Transgression des Mitteloligozänmeeres, auf deren Kosten auch die Bildung des Basis-Konglomerates mit Geröllen von Tertiärquarzit, Buntsandstein, Quarz usw. zu setzen wäre, und eine postseptarische oder vielleicht spätoligozänprämiozäne.

E. SCHRÖDER rückte die ganze ältere Braunkohlenformation in voroligozäne oder eozäne Zeiten und spricht von einer voreozänen, einer voroligozänen und einer vormiozänen Störungsphase, indem er betont, daß im mitteleuropäischen Tertiärgebiet Bewegungen von intraoligozänem Alter noch nicht sicher nachgewiesen seien, während solche gegen die Wende Eozän/Oligozän schon mehrfach festgestellt seien. Diese angeblich allgemeine Erfahrung darf uns aber in Hessen nicht beeinflussen, wo die Dinge anders liegen, wo es keine Meerestransgression im Unteroligozän gibt, sondern erst im Mitteloligozän. Nicht Rückschlüsse aus Vorgängen in anderen Gegenden der Erde, sondern rein örtliche Beobachtungen dürfen entscheiden bei Deutung der Geschehnisse der Vergangenheit, sonst verlieren wir uns ins Gebiet der Hypothesen. Das sind die Gefahren der in erster Linie auf tektonischen Studien aufgebauten Methode der geologischen Aufnahmen, die auch KLÜPFEL und sein Schüler SCHWARZ so bevorzugen.

Im W von Großalmerode folgt als nächstes wichtiges Tertiärvorkommen das von Oberkaufungen. Es füllt eine Versenkung mit breiter, grabenförmiger Vertiefung aus. Die Reihe der Schichten stellt sich im allgemeinen so:

7. Miozäne Sande und Tone
6. Oberoligozäner Meeressand, fossilreich
5. Septarienton
4. Süßwasserbildungen aus Tonen, Sanden und Letten mit einigen schwächeren Kohlenflözen und einem Hauptflöz von 8—10 m.

Man könnte versucht sein, die unterste Gruppe hier dem Eozän zuzurechnen, d. h. der Stufe 2 von Großalmerode zu parallelisieren und an eine Lücke mit Fehlen des Melanientons und Feuerfesten Tons zu denken. Dem widerspricht aber durchaus ein Profil von LUDWIG (1855 a) „am Driesche rechtes Losseufer", das auch TH. EBERT, BLANCKENHORN und BEYSCHLAG wörtlich wiedergeben:

6. „Meeressand von Kassel
5. Blaugrauer Mergel, Septarienton
4. Braunkohlenflöz mit Blättern von *Ceanothus lanceolatus, Daphnogene lanceolata* und Farn
   Blaue Letten
   Sand in Sandstein übergehend
   Schwaches Braunkohlenflöz aus Lignit
   Blaue Letten mit Eisennieren und Kalkkonkretionen, darin *Melanopsis carinata, Paludina (Nystia) chasteli, Hydrobia acuta* (besser *hassiaca*), *Cyrena* und *Planorbis mantelli*
   Sand ohne Versteinerungen
   Buntsandstein."

Hier ist es also noch sicherer als wie bei Lichtenau, daß die Stufe 4 von Großalmerode vorliegt, der unteroligozäne Melanienton mit Cyrenen und mit Kohlenflözen. Denn eine Zweiteilung, eine Scheidung eines oligozänen Melanientons von eozäner Braunkohle ist, wenn man es auch gern wollte, ganz und gar nicht möglich, einfach, weil ersterer unter letzterer liegt. Sie gehören eben zusammen. Vom Eozän aber ist keine Spur vorhanden.

Ganz ähnlich wie bei Oberkaufungen liegen die Verhältnisse am Mönchеberg zwischen Kassel und dem Reinhardswald, über die neuerdings (1930) Fr. Schwarz als Schüler Klüpfel's eine schöne ausführliche Abhandlung geschrieben hat, die aber in mehrfacher Hinsicht (nach meiner Ansicht) zu irrigen Schlüssen über das Alter der einzelnen Schichten geführt hat. Das Tertiär soll dort keine Mulde bilden, wie man früher gemeint hat, sondern die Schichten sollen mehr horizontal liegen und ihre Erhaltung tektonisch durch ein Netz von Verwerfungen bedingt sein. Die liegendsten Schichten des Tertiärs bestehen nach Th. Ebert und Beyschlag aus Sanden von wechselnder Mächtigkeit, die vielfach zu Quarziten (Knollenstein) verhärtet sind. Darüber folgt das Braunkohlenflöz, so z. B. im Schoketal. Schwarz betont nun, daß in den Tiefbohrungen am Möncheberg der Quarzit nirgends unter der Kohle erbohrt wurde und schließt daraus, daß alle Quarzitvorkommen der Gegend viel jüngeren Alters, erst nach der Zeit des oberoligozänen Meeressandes gebildet seien. Dieser Schlußfolgerung kann ich nicht beipflichten. Das Auftreten von Sanden an der Basis der Braunkohlen kann keinesfalls bestritten werden. Die Erfahrungen in der ganzen Niederhessischen Senke von Blatt Wilhelmshöhe bis Blatt Amöneburg haben nun gezeigt, daß nicht bloß im Miozän, sondern auch während des Unteroligozäns besonders zu Anfang desselben Quarzitsande gebildet wurden, freilich im wesentlichen in den Randgebieten der Kohlenbecken und von dort sich gewöhnlich noch eine kurze Strecke in die tonige Beckenformation hineinziehen, um in deren Zentrum, dem eigentlichen Gebiet der Braunkohlen, unter letzteren wenigstens mit quarzitischen Verfestigungen fast zu verschwinden. Es gibt so bestimmt mehrere Quarzitsandhorizonte, nämlich während aller Zeiten mit Süßwasserbildungen, d. h. im Eozän, im Unteroligozän und Unteren Miozän, vorwiegend als Randfazies der gleichzeitigen oder etwas nachfolgenden kohleführenden, tonreichen Beckenfazies. Das Fehlen von festen Quarziten in Braunkohlentiefbohrungen kann nicht als Beweis für Fehlen von Quarzitsanden dieser Zeit gewertet werden. Aber Klüpfel erkennt meine, auch von v. Freyberg (1926) gebilligte Scheidung in die sandige Randfazies und die zentrale Fazies der gemischten Schichten von Ton, Sand und Kohle nicht an, und sein Schüler ist dieser Lehre gefolgt.

Am Möncheberg haben wir nur einen Kohlenhorizont. Er muß, da er nach v. Koenen und Beyschlag vom Rupelton direkt überlagert wird, ebenso

wie bei Lichtenau und Oberkaufungen dem Unteroligozän angehören. Die tiefste (eozäne) Kohle von Großalmerode (Abt. 2) fehlt ebenso wie der unterste Quarzitsand (1) und die feuerfesten Tone (3). Angeblich soll (nach SCHWARZ) auch die Abteilung der Cyrenenschichten (= „Fließsand") und der Untere Melanienton am Mönchеberg fehlen. Gerade dieser negative Umstand scheint SCHWARZ zu seiner merkwürdigen Deutung verleitet zu haben, die Mönchеberger Kohle ins Eozän zu rücken und mit der tiefsten Kohle (2) zu identifizieren. Das Fehlen von Süß- oder Brackwassermollusken kommt aber in der Abteilung 4, die hier unstreitig vorliegt, in Hessen öfter vor. Wir haben es bei Lichtenau gesehen, und man hat es auch bei Oberkaufungen eine Zeitlang geglaubt.

Über dem fossilführenden Kasseler Meeressand gibt nun SCHWARZ in dem von ihm bearbeiteten Gebiet noch einen Komplex von fossilleeren wechselnden Tonen und Sanden an, den er nach KLÜPFEL's Vorgang als „Ebsdorfer Schichten" einführt. Die Schichten bei Ebsdorf im Kreise Marburg sind aber, wie ich weiter unten zeigen werde, bestimmt nicht oberoligozänen, sondern unteroligozänen Alters. SCHWARZ kennt die Verhältnisse bei Ebsdorf kaum aus eigener Anschauung, sondern stützt sich bloß auf KLÜPFEL's Aussage, der sich die Ebsdorfer Schichten als beständigen Horizont zwischen den Cyrenenmergeln des Südens bzw. dem Kasseler Meeressand im Norden und seinem „Hauptquarzit" über ganz Hessen durchgehend denkt. Obwohl nun SCHWARZ mit dem Begriff der Ebsdorfer Schichten im Sinne KLÜPFEL's selbst nicht viel anzufangen weiß und findet, daß sie einige Ähnlichkeit haben mit den folgenden Quarzitsandlagen, hat er diese nur wenige Meter starke, ganz indifferente Schichtengruppe unter dem Hauptquarzit an mehreren Punkten ausscheiden zu müssen geglaubt. Wenn sich das als Irrtum erweist, kommt derselbe wesentlich auf das Konto des Lehrers KLÜPFEL. SCHWARZ hätte doch erst mal die Ebsdorfer Schichten und deren Lagerung im Ebsdorfer Grund auf Blatt Niederwalgern und Amöneburg studieren sollen. Der Name Ebsdorfer Schichten ist überhaupt verfehlt, da sie durch keinen Fossilgehalt oder sonstige Eigentümlichkeiten irgendwelcher Art charakterisiert sind und sollte ganz fortgelassen oder durch die Bezeichnung Wiesecker Schichten ersetzt werden.

Die nun folgenden Quarzitsande des „Hauptquarzits" faßt SCHWARZ nach KLÜPFEL als über alle Gegenden Hessens verbreiteten Horizont auf und setzt sie noch ins Oberoligozän. Da sie zwischen den Meeressanden und der burdigalen Braunkohle zu liegen kommen und da sie gelegentlich, so auch am Mönchеberg Einschaltungen von Braunkohlenmulm enthalten, muß ihre Bildung unter ganz anderen Bedingungen als denen des Meeressandes, des Typus des BEYRICH'schen Oberoligozäns, vor sich gegangen sein, der auch vorher stark abgetragen wurde. Aus diesen Gründen empfiehlt es sich, ihn vom Oberoligozän ganz zu trennen und entweder ins unterste Miozän, die Stufe des Aquitan oder noch besser an die Basis des Burdigals, zu verlegen.

Im NW des Mönchebergs liegt das durch seine Eisensteine und Braunsteine bekannte Tertiärvorkommen von Hohenkirchen. Die Ablagerungen erfüllen einen langgestreckten Grabeneinbruch im Buntsandstein und setzen sich nach VON KOENEN und BEYSCHLAG zusammen aus:

6. 20—30 m Marinem Oberoligozän, „Muschelgebirge"
5. 20 m Rupelton. Stubensand mit *Natica* cf. *nysti* und *Cardita tuberculata*
   0,30 m Sandigem Ton mit Haifischzähnen
4. 3 m Eisen- und Manganerzflöz
   3 m Ton oder heller weißer Sand mit Quarzit und winzigen Kohlenflözchen.

In dieser Schichtenfolge tritt uns wieder das anerkannte Vorkommen von Quarziten im Unteroligozän (4) entgegen, eine Erscheinung, die uns auch weiterhin nach N wie S in der Hessischen Senke begleiten wird. Dieses Vorkommen allein ist aber noch kein Grund, die unteren Sande samt dem Eisenstein für Eozän zu erklären, wie es Schwarz und Klüpfel tun. — Was die Eisensteine betrifft, so sollen sie nach von Koenen aufs innigste sich an das Mitteloligozän anschließen, so daß v. Koenen und Beyschlag im Zweifel waren, ob sie den liegenden Süßwasserbildungen oder den marinen Ablagerungen zuzurechnen seien. 1919 sprach sie Beyschlag als Rinde einer „unteroligozänen Verwitterung" an. Ich selbst sehe keinen Grund, von diesen v. Koenen-Beyschlag'schen Altersbestimmungen abzuweichen, während Schwarz auch noch die Eisensteine ins Eozän verlegt.

Weiter nördlich treffen wir noch verschiedene Tertiärflecke auf Blatt Hofgeismar. Dort stellt von Linstow die eine Hälfte der Braunkohlen führenden Schichten (ohne Beweis) zum Eozän. In diesem Falle wäre wieder das Unteroligozän, das ja auch Schröder bei Glimmerode und Schwarz am Möncheberg ableugnen, gar nicht vertreten. Es sind Sande mit festen Quarzitbänken, Brauneisenstein, blutrotem Ton, Kiesen und vereinzelten Braunkohlen. Alles ohne Fossilien. Ein vollständiges Schichtenprofil seines „Eozäns" wird von v. Linstow nicht mitgeteilt. Was die roten Tone betrifft, so haben wir solche schon oben bei Epterode in dem Profil der großen Tongrube in der unteroligozänen Abteilung 4 gleich unter dem Septarienton kennengelernt. Es folgt dann der Septarienton, das marine Oberoligozän und die jüngere (miozäne) Braunkohlenformation, der auch die vielen losen Knollensteine (so wie bei Wolfsanger—Ihringshausen—Simmershausen) zugewiesen werden.

Auf Blatt Hannöversch-Münden tritt älteres Tertiär in einer schmalen, südnördlich streichenden Grabenversenkung auf, wo folgende Schichtenreihe beobachtet wurde:

6. **Grüner Sand mit Fossilien des marinen Oberoligozäns**
4. **ca. 20 m Wechsel von schwarzem, grauem, rotem und weißem Sand mit Ton, Letten und Kohle.**

Hier fehlt also 5, das Mitteloligozän. Die jüngere Braunkohlenformation ist teils in einem Grabenbruch bei Holzhausen über dem Oberoligozän mit Eisenstein entwickelt, und zwar als weißer oder gelber Sand, fetter Ton und Braunkohle, teils am Gahrenberg in folgender Reihe:

Oben Basalt
Ton
Quarzsand mit 2 Kohlenflözen und Knollensteinen.

Auf Blatt Trendelburg gibt es von Tertiär nur Süßwasserbildungen in der östlichen Hälfte im Reinhardswald, die teils der älteren, eisensteinführenden (nach v. Linstow eozänen, nach meiner Auffassung unteroligozänen), teils der jüngeren miozänen, Kohle führenden Abteilung angehören.

Blatt Kassel-West oder Wilhelmshöhe

Wir wandern nun bei unserer kritischen Betrachtung der Tertiärbildungen wieder nach S zur eigentlichen Niederhessischen Senke im engeren Sinne, in der sich das Oligozän und Miozän in ununterbrochenem Zuge vom Kasseler Becken und Nordfuß des Habichtswalds bis in die Gegend von Ziegenhain—Willingshausen verfolgen lassen. Das Mitteloligozän ist hier zunächst relativ weniger verbreitet bzw. erhalten als der oberoligozäne Meeressand.

Dicht unter letzterem liegt am Rande des nördlichen Habichtswaldes das unteroligozäne Kohlenflöz und unter dem Flöz folgt im allgemeinen weißer Quarzsand, der vielfach, z. B. im oberen Ahnetal, am Südflügel des Wilhelmshöher Schlosses („Weißenstein") und an der Dönche zu Knollenst oder durchgehendem Trappquarz verfestigt ist. Darüber legt sich wie in einer mannigfach verbogenen Schüssel, von Verwerfungen und Basaltdurchbrüchen vielfach gestört, das Miozän mit Quarzitsand an der Basis, im übrigen einem Wechsel von Sand und Letten mit 3 Flözen, dem Erbstollenflöz, dem Mittelflöz und dem (oberen) Flöz Busse. Auch mitten in dieser Schichtengruppe kommen (ganz wie am Hirschberge) Quarzite oder Knollensteine vor und das Ganze ist (so im Fiskalischen Erbstollenwerk am Großen Steinhaufen) von einer Trappquarzbank unmittelbar unter dem Basalttuff gekrönt. So haben wir also auf dem Blatte Wilhelmshöhe oder Kassel-West allein schon 4 Quarzitsandlager zu verzeichnen, zu denen noch das älteste an der Basis des Eozäns von Großalmerode hinzukäme, um die Zahl der Quarzithorizonte auf 5 anschwellen zu lassen. Welches davon in Nordhessen die regelmäßigste größte Verbreitung besitzt, welchem Horizont die einzelnen zerstreuten Knollensteine jedesmal zuzurechnen sind und ob KLÜPFEL berechtigt ist, dasjenige über dem oligozänen Meeressand als „Hauptquarzit" zu bezeichnen, ist schwer zu sagen. Jedenfalls lassen sich überall, wo sich in den Süßwasserbildungen Niederhessens mächtige Sande entwickeln, auch Verfestigungen derselben zu Quarziten oder bloßen Sandsteinen feststellen.

Am südlichen Habichtswald und am Langenberg herrschen ähnliche Verhältnisse. Auch hier verbreitet sich das Unteroligozän von Wilhelmshöhe aus als breiter Streifen längs des Gebirges und nimmt zusammenhängend die tiefste Zone ein, über ihm erscheint wenigstens an 3 von mir selbst neuentdeckten Stellen im NW von Besse auch der Septarienton mit Schalen von *Leda deshayesiana*, dann der Meeressand und an den bewaldeten Abhängen das Miozän. Das eine Braunkohlenflöz des Unteroligozäns wurde in ausgedehnter Verbreitung bei welliger Lagerung in einer Mächtigkeit von durchschnittlich 2 m, aber in ungenügender Qualität (mit viel Schwefelkies vermengt und wässerig) durch Tiefbohrungen festgestellt. Unter dem Flöz gibt ROSENTHAL, 1896, S. 114, in einem schematischen Querschnitt durch den Langenberg ein durchgehendes Quarzitlager an. Das scheint mir sehr der Bestätigung bedürftig. Denn von den 5 eingezeichneten Bohrlöchern ist nur ein einziges bis in den liegenden Quarzit getrieben, alle anderen bloß in das Kohlenflöz. Ich halte es nach meinen sonstigen Erfahrungen in Hessen für ganz ausgeschlossen, daß das Quarzitlager auf der ganzen Strecke von Großenritte bis zum Schwengeberg unter dem Kohlenflöz durchhält. Den schönsten Tertiäraufschluß der Gegend findet man am Schenkelsberg bei Niederzwehren: „In den tiefsten, rötlich gefärbten Sanden ist das Ausgehende eines Kohlenflözes sichtbar, das von weißen Sanden unmittelbar überlagert wird. Darüber folgen verschiedenfarbige rote und weiße Sande, die nach oben mergelig werden. In diesen letzteren trifft man die zahlreichen Süßwasserversteinerungen, namentlich Melanien, Melanopsiden und Cyrenen." Kein Zweifel, daß wir es hier mit der (unteroligozänen) Stufe 4 von Großalmerode zu tun haben. In den „weißen Sanden unter dem Melanienton" liegen übrigens nach SCHWARZ, 1930, S. 18, kubikmetergroße Blöcke von Quarzit, die indes SCHWARZ (mir unbegreiflicherweise, aber wohl weil er unteroligozänen Quarzit in Stufe 4 nicht anerkennt) dem älteren „paleozänen" Quarzit 1 von Großalmerode parallelisiert. Im Hangenden des Braun-

kohlen führenden Untermiozäns (Burdigals) ist am Habichtswald und Langenberg auch noch Obermiozän (Torton) entwickelt: Basalt und zugehörige Tuffe mit eingelagerten, allerdings unbedeutenden Braunkohlenflözen, Ton und Polierschiefer, reich an Diatomeen, Blattabdrücken und Fischen *(Leuciscus papyraceus)*. Hier tritt uns zum erstenmal in Nordhessen ein vierter Braunkohlenhorizont entgegen aus der Zeit der Basalttuffe und Eruptionen, dem Torton. Dieser vierten Kohlenformation werden wir später noch mehrmals (so am Buschhorn bei Neuenhain und Kesselwald bei Obergrenzebach, beides auf Blatt Ziegenhain und bei Homberg a. d. Ohm) begegnen.

Auf dem südlich an Blatt Besse sich anschließenden Blatt Gudensberg-Felsberg setzt sich das Unteroligozän im Osten der Eder, wo Buntsandstein im Untergrund herrscht, aus mehr sandigen Ablagerungen mit viel Quarziten, im Westen aus mehr tonigen Schichten und Letten zusammen, die im Norden von Gudensberg fast 100 m Mächtigkeit erlangen sollen. Eisenverbindungen verschiedener Art sind in geringer Massenentwicklung im Unteroligozän sehr verbreitet, besonders toniger und sandiger Ocker und Eisensandstein. Bei Nieder-Möllrich findet man in plastischem Ton ein 1 m starkes Nest von Bohnerz, östlich Gensungen hämatitisches blutrotes Eisenerz zusammen mit ziegelrotem bis braungelbem Ton, bei Heßlar schaligen Eisenstein und konglomeratischen Eisensandstein. Fossilführender echter Melanienton wurde nur an einer Stelle am Maulwäldchen bei Dissen festgestellt, dagegen fehlen abbauwürdige Kohlenflöze ganz. Das Mitteloligozän ist in mariner Entwicklung an 4 Stellen des Blattes bekannt, und zwar als dunkelgrauer bis schwarzbrauner, zäher Ton mit ei- bis faustgroßen weißen Septarien, kleinen Kalkknöllchen, Schalen von *Leda* und Haifischzähnen; das Oberoligozän erscheint in Gestalt von tonhaltigen Sanden von gelber, grünlicher oder gebräunter Färbung.

Das untere Miozän (Burdigal) ist reicher an Sand als an Ton und kann über 60 m stark werden. Kohlen bietet es am Lammsberg, Maderholz und Heiligenberg. Die Zeche Richardsberg hatte 2 Kohlenflöze von 2—2,6 m, unter ihnen erscheint Quarzitsand. Das Braunkohlenbergwerk Heiligenberg besitzt 3 Kohlenflöze von 2—4 m bei einer Gesamtmächtigkeit der Flöze von 8 m.

Das höhere Miozän (Torton) ist im S von Gensungen recht fossilreich und eigenartig ausgebildet. Bei einem Schlammstrom aus Basalttuff, der sich vom Nordhang des Rhünderbergs nach NW gegen Kochs Wäldchen zu ergossen hat, konnte ich von oben nach unten folgende Lagen unterscheiden:

Oben Konglomeratbrekzie mit blasigen Basaltstücken und Trümmern fossilführenden Oberoligozäns
Gebänderte Eisenkiesel und schiefriger Quarzit (hervorgegangen durch Verkieselung von Kalkschiefern) mit Blattabdrücken
Erdigen Tuff
Bänke von gebändertem Kalk mit Schnecken oder daneben Tuff mit losen Schneckenschalen in vorzüglicher Erhaltung *(Limnaeus* mit Farbflecken), sowie gelbe Ockererde und Brauneisenknollen
Tuff mit groben Doleritblöcken.

Auf den dem Blatt Gudensberg südlich folgenden Blättern Homberg a. d. Efze und Schwarzenborn treten wir in ein vorherrschend vulkanisches Gebiet (mit dem Homberger Hochland und dem Knüllgebirge), wo nahe dem Ostrande der Niederhessischen Senke die oligozänen Bildungen zurücktreten und von den miozänen Sedimenten und Basalten und dem Diluvium fast ganz verhüllt werden. Das marine Oberoligozän ist nirgends mehr fossilführend vertreten, weil die Kasseler oberoligozäne Meeresbucht nicht mehr so

weit nach S reichte. Der Septarienton ist an einigen Plätzen am Westrande der Blätter bei Verna im Ohetal noch deutlich an der Oberfläche oder in Bohrlöchern nachgewiesen.

Das Unteroligozän aber konnte bisher an die Oberfläche nicht mehr mit voller Sicherheit erkannt, abgegrenzt und auf der Karte ausgeschieden werden. Es fehlt aber nicht. Wenn auch unteroligozäne Braunkohlenflöze nicht bekannt sind, so ist doch der Melanienton mehrfach fossilführend beobachtet im Becken der unteren Efze und Ohe. Freilich wurde er hier (zum ersten Male im Ohetal) auch unmittelbar über dem Septarienton liegend festgestellt, wenn auch da in ganz geringer Mächtigkeit. Von technischer Bedeutung ist das Unteroligozän nur bei Mardorf, wo abbauwürdige Eisenstein- und Tonlagen auftreten, vergleichbar mit dem ähnlichen unbedeutenden Vorkommen bei Niedermöllrich. Die Schichten bieten sich in dieser Reihenfolge:

Dachletten mit Sphaerosideritknollen, die *Planorbis* cf. *laevis, Limnaeus* 2 sp. und *Melania horrida* führen
Triebsand
Weißer, fetter, plastischer Ton mit *Melania horrida, beckeri* und *spina*
Brauneisenbohnerz
Muschelkalk.

Eine ganz merkwürdige Einpressung von äußerst fossilreichem Melanienton in einem Winkel zwischen Plattenbasalt unten und einer gewölbten Basaltkuppe an der Seite bietet ein alter Basaltsteinbruch am S-Fuß des Großen Mosenbergs. Der Melanienton ist hier durch die Einwirkung des intrusiv eingedrungenen Basalt, der ihn gehoben und halb eingeschlossen hat, metamorphosiert. Die Fossilien, Tausende von *Melania horrida, Hydrobia schwarzenbergi,* Cyrenen, Ostrakoden und Pflanzenresten liegen in Form von Abdrücken vor.

Das Miozän beginnt auf Bl. Homberg mit mächtigen Quarzitsanden, denen der übliche Wechsel von Ton, Sand und Braunkohlen folgt. Am Ronneberg ist es ein starkes Flöz von 7—10 m, in der die Kohle deutliche Holzstruktur aufweist; bei Ostheim-Sipperhausen gibt es 3—4 Flöze, von denen nur das unterste abbauwürdig ist bei mindestens 4½ m Mächtigkeit, die bis auf 14 m anschwellen kann. Zwischen diesen miozänen Schichten stellen sich auch vereinzelte Bänke aus schwarzem bituminösem Kalk mit Limnäen und Planorben ein. Der Miozänkomplex ist in noch vorbasaltischer Zeit vielfach durch Verwerfungen zerrissen und oberflächlich erodiert worden, und in seine Erosionsfurchen oder Urtal-Rinnen ist später der Basaltlava, sich diskordant auflagernd, eingetreten (vgl. BLANCKENHORN, 1920, Erl. Homberg, Taf. 2, Fig. 6, Taf. 3, Fig. 13). Das war also eine spätmiozäne vorbasaltische Störungsphase.

Auf den geol. Kartenblättern Borken und Ziegenhain ist das Kasseler marine Oberoligozän nicht mehr in typischer Form mit seinem Fossilreichtum entwickelt, sondern als 5—15 m starker, graugrüner bis dunkelgrüner, glaukonitischer toniger Grünsand, in dem sich an zwei Plätzen auch Foraminiferen und einzelne Meeresmuscheln *(Cardita)* gefunden haben sollen. Doch sind diese Funde zweifelhafter Natur. Der Septarienton ist typisch in einer Mächtigkeit von 8—45 m und zuweilen nicht arm an eingeschwemmtem Treibholz und Früchten, Foraminiferen, Seeigeln, Bivalven, Gastropoden und Fischen. Die Süßwasserschichten des Unteroligozäns und Miozäns sind namentlich bei Borken und Frielendorf reich an Kohlen und haben zu einem ergiebigen Abbau Anlaß gegeben. Bei den vielen Hunderten, über das ganze Gebiet verbreiteten Bohrlöchern, durch die Tagebauten und den unterirdischen Bergbau ist die Schichtenfolge und Lagerung ungewöhnlich klar erschlossen.

Das Becken von Borken schließt sich im W unmittelbar an die östliche große Randverwerfung des Buntsandsteingebirges, im N an den Südrand des alten Muschelkalk-Keuper-Liasgrabens von Homberg a. d. Efze—Berge—Lendorf. Sein Umriß entspricht etwa dem Querschnitt eines T-Trägers oder einer Eisenbahnschiene, d. h. es hat eine Verbreitung im N zwischen Arnsbach und Singlis und im S bei Dillich-Stolzenbach bei einer stielförmigen Verschmälerung in der Mitte um Trockenerfurth. Die Lagerung des kohleführenden Tertiärs ist im ganzen schüsselförmig, d. h. an den Rändern ziemlich steil zum Innern geneigt und dann mehr horizontal. Doch sind durch den Bergbau eine Anzahl wichtiger Verwerfungen in S—N bis NNW- und NNO-Richtung festgestellt. Eine keilförmige Scholle ist (in der Mitte zwischen Arnsbach, dem Großkraftwerk an der Schwalm und Kleinenglis) zwischen 2 Verwerfungen relativ herausgehoben und deshalb kohleleer, indem hier allein der Buntsandsteinuntergrund schnell erreicht wird. Ein grabenartiges Stück im Untergrund des basaltischen Blumenhains und der Stadt Borken ist zwischen 2 Verwerfungen in SO—NW-Richtung etwa 40 m tief eingesunken. Hier allein ist der ganze oligozäne Schichtenkomplex, auch die oberen fossilführenden Melanientone und unter dem Blumenhain sogar der Septarienton sowie Miozänsande, die diskordant aufliegen, erhalten, während im Osten bei Gombeth-Singlis und im Westen bei Arnsbach nur die fossilleeren unteren Schichten mit der Kohle erschlossen wurden. Der Zeit nach müssen diese Störungen vorbasaltisch, ja vormiozän gewesen sein. Die Basaltergüsse haben den Graben teilweise ausgefüllt. Bemerkenswert, daß das Hauptkohlenflöz seine größte Mächtigkeit (13—14 m) nicht in der Mitte (Muldenlinie) des Beckens aufweist, sondern nahe dem Westrand bei Arnsbach, wo also auch noch während der Bildung des Moores, aus dem die Kohle hervorging, besonders starke und regelmäßige Senkung stattfand.

In der Ausbildung des Borkener Tertiärs lassen sich 3 Fazies unterscheiden: die der losen Schwimmsande mit Quarziten, die der vorherrschenden Tone mit Braunkohle und wenig Sand, endlich die der kalkhaltigen Tone mit Süßwasserkonchylien (Melanienton). Der Quarzitsand wurde, ebenso wie das Schwarz vom Mönchebergen Kohlenbergwerk berichtete, in keinem einzigen kohlefündigen Bohrloch an der Basis des Tertiärs über der Trias angetroffen. Er beschränkt sich auf die unmittelbar westliche Umgebung des eigentlichen Beckens, wo er dem Buntsandstein aufliegt. Bezeichnend sind besonders die Verhältnisse in einem ehemaligen Quarzitbruch am S-Rande des Kartenblatts Borken südlich Zimmersrode. Dort konnte man früher von oben nach unten beobachten:

2 m Sand mit Quarzitfindlingen
1,17 m Braunen Ton mit 2 Lagen schwarzer erdiger Farbkohle
1,50 m Gelben Sand mit Quarzit.

Hier liegen also Quarzitsand unter und über Tonen mit Kohle. Die Schichten fallen alle stark nach NO gegen das Zimmersroder Teilbecken, wobei die Quarzitsande sichtlich abnehmen, die Tone und Kohlen zunehmen, so daß letztere dann endlich allein herrschen und zu einem 7 m mächtigen Kohlenflöz südlich Zimmersrode anschwellen. Der Quarzitsand erscheint also richtig als gleichzeitige Uferbildung des ehemaligen tieferliegenden Torfmoores und aus diesem Grunde fehlt er gewöhnlich in dessem Untergrund. Nur vereinzelt kommen mächtigere Triebsande auch als fluviatile Einschwemmungen mitten zwischen den vorherrschenden Tonen vor, und dann können sich auch durch Ver-

festigung Quarzite oder Sandsteine bilden, wie das an einer Stelle des Tagebaus direkt über dem Hauptkohlenflöz zu sehen war.

Die beiden anderen tonigen Faziesbildungen verhalten sich bei Borken auch anders als wir es bisher im niederhessischen Tertiär sahen. Während bei Großalmerode die braunkohlenführenden Tone des Unteroligozäns oben, die Melanientone unten liegen, bei Oberkaufungen (nach LUDWIG's altem Profil) miteinander wechseln, bei Lichtenau und Ihringshausen aber der Melanienton ganz zu fehlen scheint, haben wir hier ähnlich wie bei Niederzwehren die Melanientone stets für sich gesondert oben und die mit Sanden wechselnden Braunkohlentone mit 3—5 Flözen unten. Beide Abteilungen schwellen im Innern des Beckens jede für sich bis über 100 m an, während für den über dem Melanienton folgenden mitteloligozänen Septarienton höchstens 35, für das Oberoligozän gar nur 10—15 m zu rechnen sind. Diese auffällige Mächtigkeit der 2 unteren Tertiärstufen war es, die zuerst den Gedanken nahelegte, daß das für die eine Stufe des Unteroligozäns zu viel sei und wenigstens für die Bildungszeit der kohleführenden Tone mit Sanden noch das Eozän, zunächst das Obereozän, wenn nicht auch das Mitteleozän herangezogen werden müsse. Eine Unterbrechung in der Sedimentation, gekennzeichnet durch Diskordanzen zwischen dem oligozänen Melanienton und dem ? eozänen Kohlenhorizont konnte nirgends bisher beobachtet werden. Als einzigen paläontologischen Beleg für das eozäne Alter der Kohle könnte der Fund eines einzigen Pflanzenrestes aus der Umgebung des Oberflözes angeführt werden, den GOTHAN mit *Cryptomeria sternbergi* GARDN. non GÖPP., einer nur aus englischem Eozän bekannten Konifere, verglich. Aber GOTHAN selbst legt auf diese Bestimmung nicht so viel Gewicht, denn er betonte, daß es „mißlich sei, sterile Koniferenzweige mit spiralig stehenden Blättern vom *Sequoia-Araucaria*-Charakter ohne Zapfenfunde zu bestimmen". Da ich die unteren Kohle haltenden Schichten ohne Süßwasserschnecken nicht vom eigentlichen Melanienton scharf abzutrennen vermochte, jedenfalls nicht auf der geologischen Karte, habe ich diesen bis über 200 m mächtig werdenden Schichtenkomplex, der sich in derselben Beschaffenheit auch noch weiter südlich bis ins Blatt Amöneburg verfolgen läßt, vorläufig unter dem Namen „Eo-unteroligozän" zusammengefaßt. Dieser Annahme steht nur die Hypothese gegenüber, daß gerade an der Wende von Eozän zum Oligozän überall oder wenigstens an vielen Plätzen Gebirgsbewegungen, Hebung oder Faltung, dann Einbrüche und Senkung stattgefunden hätten, welche eine Trennung unbedingt verlangen. Aber vielleicht bildet die hiesige Gegend oder die ganze Niederhessische Senke eine Ausnahme von der Regel und blieb in der Zeit ungestört. Jedenfalls ist das Unteroligozän an diesen Bildungen besonders stark beteiligt, und es läßt sich auch sehr wohl denken, daß in dieser Epoche (allein ohne das Eozän) die Sedimentbildung hier lokal infolge anhaltender ungestörter Senkung zu einer so ungewöhnlichen Stärke gelangte.

Als Beispiel für die Schichtenfolge gebe ich hier zunächst das Profil des Bohrlochs Nr. 185 an der S—N-Straße im westlichen Vorort von Borken, wo der Melanienton nur 14,90 m erreicht, darunter aber die Abteilung der Kohle führenden Tone noch mit 5 Flözen erscheinen: Seehöhe etwa 190 m:

1,02 m Mutterboden und Lehm
6,85 m Obere Doleritlavadecke
6,10 m Tuffzwischenlage, sandiger Lehm mit Basaltlapillis
3,25 m Unteres Basaltlager
2,20 m Blaugrauer Ton

7,45 m		Grüngrauer und grauer, weißgestreifter kalkhaltiger Ton mit Schalen von *Cyrena, Melania horrida, Melanopsis hassiaca* und *Viviparus splendidus*
5,25 m		Grauer und brauner Ton mit *Hydrobia, Melanopsis, Planorbis*
4,90 m		Grauer und brauner Ton
0,20 m		Tonige Braunkohle
54,35 m		Brauner und grauer, z. T. blaugeflammter Ton und tonige Sandschichten mit Spuren von Kohle an zwei Stellen
0,20 m		Kleinstückige Braunkohle
0,45 m		Brauner Ton
0,10 m		Braunkohle
1,30 m		Hellgrauer Ton
0,50 m		Braunkohle, fest, stückig
2,45 m		Graubrauner Ton
7,35 m		Braunkohle, Hauptflöz
0,45 m		Grauer Ton
104,40 m		Teufe.

Zur Ergänzung lasse ich noch das Profil der neuesten tiefsten Bohrung folgen, welche die Stadtverwaltung von Borken auf dem Blumenhain südlich Borken zum Zweck der Wasserversorgung 1930/31 unternahm, nach den mir freundlichst mitgeteilten Angaben von Herrn Bergingenieur W. Steckhahn und Bezirksgeologen Dr. Michels.

Höhepunkt bei 253 m, 80 m über dem Olmestal, Entfernung von dem Bohrloch 185 in der Luftlinie 1 km:

3 Basaltdecken	13,00 m	Obere Basaltdecke
	1,90 m	Sandiger Ton mit Basaltkörnern
	9,50 m	Mittlerer Basalt
	0,75 m	Ton
	5,55 m	Unterer Basalt
Miozän 3,80	2,40 m	Gelbgrauer toniger Sand
	6,40 m	Feiner Kies aus Quarzen, Quarziten usw.
Mitteloligozän 35 m	35,00 m	Graublauer kalkhaltiger Ton, unten mit Schalen von *Leda deshayesiana, Nucula,* Insekten, Fischen *(Meletta)*
Unteroligozäner Melanienton 132 m	28,50 m	Grauer mergeliger Ton
	0,30 m	Schwarze Letten mit Konchylien
	4,05 m	Grauer, z. T. kalkhaltiger Ton
	57,65 m	Dunkelgraue Letten und grüngrauer kalkhaltiger Ton mit Muschelschalen
	3,10 m	Graue Letten und kalkhaltiger Ton mit *Chara, Hydrobia hassiaca, Melania*
	13,90 m	Grauer Sand und sandiger Ton
	11,00 m	Weißer Triebsand
	13,20 m	Grauer toniger Sand mit wenig Kohleteilchen
	0,30 m	Schwarze Letten mit Schalen von Cyrenen
	22,00 m	Grauer schwach toniger, z. T. kalkhaltiger Sand
	235,50 m.	

Die Kohlenflöze der tieferen Abteilung wurden bei dieser Bohrung noch nicht erreicht und es bleibt zweifelhaft, ob sie überhaupt nach dieser Richtung sich noch ausdehnten.

Das Miozän spielt auf Blatt Borken eine geringere Rolle als das Oligozän, dem es diskordant aufzulagern scheint. Es nimmt im Gegensatz zu letzterem die höheren Terrainteile ein und setzt sich zusammen aus 1. den oberen weißen oder gelben Quarzitsanden (Burdigal), 2. Mergel, Sanden und Tonen mit viel groben Geröllen fluviatiler Entstehung aus Quarz, Muschelkalk aus allen Muschelkalkhorizonten, abgerundeten Braunkohlenquarzit und Limnaenkalk, wo-

gegen Kieselschiefer und andere paläozoische Gesteine fast, Basalt vollständig fehlen (? Helvet), 3. basaltisch doleritischen Eruptivgesteinen, aber nur unbedeutenden Resten von Tuff (Torton). Braunkohlen führende tonige Schichten des Miozäns sind auf Blatt Borken noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

Auf Blatt Ziegenhain sind die ältesten Tertiärschichten wohl kohleführend, doch ist die Kohle kaum abbauwürdig; dafür ist das Miozän (Burdigal) reich daran. Sonst sind die Verhältnisse nicht wesentlich von denen auf Blatt Borken verschieden. Man kann folgende Unterabteilungen unterscheiden:

1. Quarzitsande als Randfazies des Eounteroligozäns im Graben von Treysa-Schlierbach am alten Treysaer Bahnhof, scharf an der Randverwerfungslinie abgegrenzt gegen den Buntsandstein, woraus das jüngere Alter oder richtiger das posthume Aufleben dieser Verwerfung hervorgehen würde.
2. Tone im Wechsel mit Sanden und 2—5 dünnen, selten abbauwürdigen Braunkohlenflözchen.
3. Melanienton. 2 + 3 zusammen im Ohetal über 130 m mächtig, nehmen nach S zu ab, bei Ascherode nur noch 20 m.
4. Septarienton, 8—45 m, durchschnittlich 26 m, verbreitet über einen Streifen von 5—6 km Breite, der sich zu beiden Seiten der Eisenbahnlinie Treysa—Frielendorf ausdehnt.
5. Lokal beschränkt noch oberer fossilführender Melanienton, höchstens 2,40 m am Sangeberg und im unteren Ohetal.
6. Oberoligozäner toniger Glaukonit führender Sand ohne sichere Fossilfunde.
7. Untermiozäner Quarzitsand nur als Randfazies, aber stark verbreitet.
8. Untermiozäne Kohlenformation, vorherrschend Ton als Beckenfazies.
9. Übergangsfazies zwischen 7 und 8 aus Sand und Ton mit Ocker und schneckenführenden Kieseleisenstein (Saudelle, oberes Ohetal und Obergrenzebach).
10. Flußgerölle mit paläozoischen Gesteinen, Feuerstein (? der Kreideformation), Braunkohlenquarzit aber kein Basalt, im NW des Bahnhofs Ziegenhain Nord, am Steinbühl, Galgenberg, Kottenberg, auch zwischen Dittershausen und Sebbeterode (Helvet?).
11. Basalttuff im Wechsel mit Blätterschiefer, Letten und Braunkohlen. Hier bestimmbare Pflanzenreste. Im Kesselwald (Torton).

Zur besseren Beurteilung der tieferen Tertiärlagen (1—5) gebe ich hier eine abgekürzte Liste des Profils des 177 m tiefen Bohrlochs Nr. 550 vom rechten Oheufer, nahe der Weidemühle, nördlich Frielendorf, das bis in den triassischen Untergrund gestoßen wurde. Dort könnte man etwa die Mitte der breiten niederhessischen Tertiärsenke annehmen.

Alluv.-Diluv.	2,50 m	Lehm mit Basaltgeröll
Miozän (7)	1,00 m	Grauer Sand, Kies und Quarzitblöcke
Septarienton 23,50 m (4)	18,10 m	Roter, grauer, blauer Ton und schwarze Letten
	7,20 m	Graugrüner bis blauer Ton mit Trümmern dickschaliger Muscheln *(Cytherea* oder *Cyprina)*
Transgressionsschicht	3,70 m	Scharfer grober, glimmeriger weißer Sand
Melanienton 31,20 (3)	0,10 m	Blauer sandiger Ton
	0,50 m	Grüner fetter Ton
	0,20 m	Hellgrauer Ton mit Trümmern von *Cyrena* und *Melanopsis hassiaca*
	6,20 m	Grauer Sand und sandiger Ton
	0,20 m	Kohlenletten
	24,00 m	Graugrüner bis schwärzlicher Ton mit Sandstreifen, Trümmer von Hydrobien, kleinen Planorben und Melanopsis. Kohlenstückchen

Unteroligozän (oder Obereozän?) 100,30 m	0,10 m	Kohle
	3,30 m	Graugrünlicher Ton
	0,35 m	Kohle
	1,65 m	Grauer Sand und Ton
	0,90 m	Ton mit Quarzkörnern und Kohlestückchen
	40,50 m	Grauer Sand und Ton
	10,00 m	Grauer Ton mit weißem Sand und Kohlebrocken
	4,00 m	Rotbrauner fetter Ton
	0,10 m	Kohle
	3,40 m	Sand und Ton
	33,50 m	Graubläulicher Ton mit Sand-, Kohlen- und Schwefelkiesstreifen
Röt	6,50 m	Rotbrauner Ton, glimmerig, feinsandig
	0,10 m	Schwefelkies
Mittl. Buntsandstein	?	Grober weißer Sand, kaolinisierter verwitterter Bausandstein
	177,00 m.	

Auch aus diesem Profil ersieht man, daß der Übergang der fossilführenden Melanientone in die tieferen Tone mit den Kohlenlagen allmählich und ohne Gegensatz, wohl auch kaum eine Diskordanz vorhanden ist, also die Vereinigung zu einer eo-unteroligozänen oder besser jetzt bloß unteroligozänen Formationsstufe gerechtfertigt ist.

Von den miozänen Süßwasserbildungen halten sich die an ihrer Basis oft Gerölle führenden Quarzitsande durchaus immer außerhalb der tonigen Zentralfazies mit den Braunkohlen. Wo miozäne Kohle erschlossen wurde, fehlen ausnahmslos die Quarzite, wie die Tiefbohrungen bestätigen und es finden sich höchstens ab und zu sandige Kieslagen an der Basis. Das Kohlenvorkommen von Frielendorf wird im S und W von der gleichzeitig gebildeten Randfazies der Quarzitsande umgeben, die aber nicht bis unter die kohleführenden Schichten hinabtauchen, wie man früher angenommen hatte, sondern schnell auskeilen, fast ebenso plötzlich, wie die Kohlenflöze des Beckens nach außen. Im Gegensatz zu der größeren allgemeinen Verbreitung der Quarzitsande beschränkt sich die tonreiche Zentralfazies mit den Braunkohlen auf vier kleinere Becken, die alle großenteils von Basalt bedeckt und geschützt sind. Bei dem allerwichtigsten Vorkommen von Frielendorf hält sich die auf der geologischen Karte verzeichnete Linie des Ausgehenden oder der unterirdischen Verbreitung der Kohle überall außerhalb der Quarzitvorkommen.

Die Übergangszone (9) zwischen den beiden Fazies ist (ähnlich wie bei den Wiesecker Schichten des Aquitan?) durch einen häufig wiederholten Wechsel von Ton und Sand und Reichtum an Ocker ausgezeichnet. In dieser einerseits kohle-, andererseits quarzitfreien oder -armen Zone des Burdigals hat man auf Blatt Ziegenhain und Schwarzenborn auch fossile Schneckenfunde gemacht und zwar besonders in größeren Linsen harter, schwerer, schwarzbrauner Kieseleisensteine, die man auch eisenreiche Quarzite oder Hornsteine nennen kann, die jedesmal zwischen Ton- und Sandlagen sich eingeschaltet finden und wohl aus Verkieselung von Sideritknollen hervorgegangen sind. Im mittleren Ohetal oberhalb Ebersdorf und im Orte Obergrenzebach wurden aus diesem festen Gestein Steinkerne und Abdrücke von *Helix*, *Limnaeus* cf. *pachygaster*, *Melanopsis* cf. *hassiaca* und *Planorbis pseudoammonius* (!) herausgeschlagen. Das gleiche Gestein kommt übrigens auch bei Wasenberg (Blatt Schrecksbach) und südwestlich Neustadt vor, hier aber im Unteroligozän. Das Auffallendste ist das Auftreten des großen *Planorbis pseudoammonius*, der bisher als Leitform des Eozäns Frankreichs und des Rheingebiets angesehen wurde. Für unser Hessen aber muß nun nach der beobachteten vertikalen Verbreitung *Planorbis*

pseudoammonius als bezeichnendes Leitfossil ausscheiden. Auch die *Melanopsis* von Obergrenzebach steht der sonst oligozänen *M. hassiaca* näher als jeder anderen Art. Der quarzit- und kohlefreien, tonig sandigen, ockerreichen Übergangsfazies ist auch das Vorkommen an der Ockergrube Marie am Ringberg im oberen Ohetal südöstlich Frielendorf auf Blatt Schwarzenborn zuzurechnen, wo die schwärzlichen schiefrigen Letten außer Konchylien *(Sphaerium,* Hydrobien, Planorben und *Viviparus)* zahllose kleine Pflanzensamen *(Carpolithes circumcinctus* MENZ. und *Folliculites kaltennordheimensis* ZENK. enthalten.

Was die Schichtenfolge des kohleführenden Untermiozäns von Frielendorf, das sich aus dem Blatt Ziegenhain noch weit in das Blatt Schwarzenborn ausdehnte, betrifft, so zeigen die zahllosen Schacht- und Bohrprofile erhebliche Wechsel an. Im allgemeinen gilt die folgende:

Deckgebirge 5—10 m	Doleritbasalt in senkrechten Säulen oder Pfeilern.
	Ton und Sand.
	Flöz I 22—39,20 m, im oberen Teil mit ausgezeichneter mulmiger Farberde, oft zweigeteilt durch toniges Zwischenmittel.
	4—21,50 m Mittellage von Sand und Ton, wovon der untere graue Ton als feuerfester Ton gewonnen wurde
	2—16,00 m Unteres Flöz II, im Durchschnitt 10 m
	— Sand und Ton.

Die genauere Schichtenfolge ließ sich früher am besten übersehen an der südlichen Wand des großen Tagebaus (Erläut. z. Bl. Schwarzenborn, S. 42):

15—18 m	Basalt in schiefstehenden Pfeilern
0,25—30 m	Gelber Ockerton
1,50 m	Graugrüne Mergel mit Kieselkalkkonkretionen
2—3 m	Blauer Ton
0,50 m	Sand
1 m	Kohle
0,25 m	Weißer Sand
1 m	Kohle
0,10 m	Weißer sandiger Ton
26 m	Flöz I
5 m	Sandiger Ton mit Kohle gemischt
2 m	Grauer feuerfester Ton
13 m	Flöz II
0,5 m	Ton
0,5 m	Kohle
Liegendes:	Sand.

Interessant ist auch ein ganz neues, 150 m tiefes Bohrloch im Hof der Brikettfabrik der Gewerkschaft Frielendorf, angesetzt inmitten des Flözes I zum Zweck der Wassergewinnung:

	7,60 m	Auffüllung (Kippe)
Untere Teil von Flöz I	2,20 m	Kohle
	0,90 m	Brauner Sand
	2 m	Kohle
	6,70 m	Grauer und brauner Sand mit Tonlage
	5,50 m	Graubrauner Ton, feuerfest
Flöz II	1,80 m	Kohle
	0,20 m	Sand
	7,60 m	Kohle
	25,70 m	Graubrauner und gelber Sand
Oberoligozän?	23,30 m	Graugrüner und blaugrüner feiner Sand
Transgressionsschicht:	0,40 m	Kies
Mitteloligozän:	36,40 m	Bunter Ton und grauschwarze Letten
Transgressionsschicht:	4,10 m	Grauer Sand, mit artesisch aufsteigendem Wasser

Unteroligozän	6	m	Wechsel von feinem Kies und grauem Ton
	10	m	Grauer fetter Ton
	8,30	m	Grauer Sand mit artesischem Wasser
	1,40	m	Grober und feiner Kies mit artesischem Wasser
	151	m.	

Dieses Profil wäre mit dem oben gegebenen tiefsten Bohrloch Nr. 550, das 1,8 km entfernt ist, zu vergleichen.

In den 3 letzten Profilen bemerken wir über dem tieferen Flöz II jedesmal einen feuerfesten Ton. Es gibt also auch im Miozän feuerfesten Ton, nicht bloß im Eozän von Großalmerode und in diesem Ton von Frielendorf haben wir auch ein gutes Analogon zu dem oben besprochenen Feuerfesten Ton vom Steinberg nördlich Großalmerode, der das dortige Braunkohlenflöz über- und den Basalt unterlagert.

Über die Ausbildung des Tertiärs im kohlefreien Gebiet an der unteren Ohe unterrichtet das Bohrloch g bei Allendorf (Blatt Schwarzenborn, Erl. S. 134):

		1,70	m	Mutterboden und Lehm
	Miozän	2,90	m	Sandiger blauer Ton
		0,50	m	Toniger Sand
		8,20	m	Schwimmsand, untermiozäner Quarzitsand
Ober- / Mittel-	Oligozän	5	m	Grünlicher toniger Sand
		17,50	m	Hellgrauer Letten
		36	m.	

Jünger als das bisher beschriebene Burdigal-Miozän sind die wohl schon zum Torton gehörigen kohleführenden Schichten im Kesselwald im SW von Obergrenzebach, die dort mit Basalttuffen und Schlackenagglomerat wechseln und dicht unter einer Basaltdecke auftreten. Die Reihenfolge am dortigen alten Förderschacht war von oben nach unten ungefähr so:

4,40	m	Weiße sandige Letten
4,35	m	Oberflöz mit Lettenzwischenlage
1,20	m	Sandige Letten
1,60	m	Basalttuff
7,14	m	Hauptflöz mit Letten
?		Grauer Schieferton und Sand.

Die bei diesem alten Bergwerk zutage geförderten bituminösen Blätterschiefer haben viele Pflanzenreste geliefert, die Sanitätsrat P. Menzel beschrieben hat.

In dem südlich Ziegenhain anstoßenden Blatt Schrecksbach-Bernsburg erreicht die sogenannte Niederhessische Senke im engeren Sinne ihr Ende bei Willingshausen durch Zuspitzung, indem die aus Buntsandsteingebirge bestehenden West- und Oströänder sich einander nähern. Da so der größte Teil des Blattes (im Sinne des Tertiärbeckens gesprochen) dem Rande angehört, sind hier die sandigen Randbildungen des Oligozäns und Miozäns zu stärkerer Entwicklung gekommen, und die tonige Innenfazies des kleinen Beckenendes ist beschränkt. Die Grenze zwischen diesen beiden Fazies wird durch die Linie Dorf Steina, Loshausen, unteres Antrefftal bis Willingshausen bezeichnet, von da an geht sie nach NW auf die Plateauhöhe, indem sie noch das Gebiet von Wasenberg rings umfaßt. Da auch der marine Septarienton sich auf den zentralen Beckenteil beschränkt und dem Randgebiet ganz fehlt, vom marinen Oberoligozän auf dem Blatt aber überhaupt keine Spur mehr bemerkbar ist, wird im Randgebiet die sandige Fazies des Unteroligozäns direkt

von der des Miozäns überlagert (höchst wahrscheinlich diskordant) und es ist eine scharfe Grenze zwischen oligozänem und miozänem Quarzitsand, zumal sie beide fossilleer bleiben, schwer zu ziehen, vielmehr nur nach den Höhenlagen zu mutmaßen. Durch diese Verdoppelung kommt es denn auch zu einer ganz ungewöhnlichen Entwicklung der Randfazies der Quarzitsande im mittleren Teil des Blattes besonders östlich Merzhausen, wo die mächtigsten Quarzitlager Hessens sich befinden. Dort gibt es beständige durchgehende Quarzitbänke von 1,5—4 m Stärke, die am Fuchsbau als Maximum 7 m erreichen, allerdings abgeteilt in zahlreiche von Sanden unterbrochenen Platten. In der Übergangszone am Rande des Quarzitgebiets im unteren Antrefftal scheinen sich die untersten Quarzitbänke auch noch eine Strecke weit in die zentrale Beckenfazies an deren Basis hineinzuziehen. Zuerst erscheint (ähnlich wie südlich Zimmersrode auf Blatt Borken) südlich Gungelshausen zwischen 2 Quarzitsandbänken eine humose kohlig-tonige Lage sowie eine fluviatile Schicht mit Buntsandsteingeröll. Das Bohrloch 8[3]) dicht östlich von der Gungelshäuser Mühle, bietet ein Beispiel für die Ausbildung von Oligozän in dieser Grenzzone.

	2	m	Lehm
Septarienton	5,70	m	Grauer Ton und schwarzer Letten
	1,70	m	Lehm mit Geröll aus Buntsandstein
Unteroligozän	5,30	m	Gelber Sand
	0,30	m	Harter Sand
	—		Quarzit.

Die fluviatile Geröllschicht unter dem Septarienton fällt wohl in einen jüngeren Abschnitt oder das Ende des Unteroligozäns vor der mit Senkung verbundenen Transgression des Mitteloligozänmeeres.

In dem 900 m westsüdwestlich von hier schon auf dem linken Ufer der Antreff gelegenen Bohrloch 2 treffen wir dieselbe Geröllschicht, aber unter ihr eine unteroligozäne Kohle:

	5,95	m	Lehm, oben dunkelgrau, unten hellgelb
9,05 Septarienton	1,15	m	Hellgrauer Ton mit weißen Streifen, Gipspünktchen und Schwefelkiesspuren
	4,10	m	Schwarzer Letten mit einer Zwischenlage von Feinsand
	3,80	m	Hellgrauer Ton mit Schwefelkies
? Unteroligozän	3,50	m	Grauer Sand zuerst mit Schwefelkies, dann mit groben gerundeten Flußgeröllen aus Bausandstein
Diskordanz			
„Eo—Unteroligozän“	1,90	m	Kohliger Mulm, unten bessere Kohle
	0,30	m	Grauer Sand
	20,70	?	Fester harter Quarzitfels. Hier Bohrung wegen Schwierigkeit aufgegeben.

In einem 1 m entfernten Kontrollbohrloch war das Kohlenflöz 4,60 m stark, dafür die Geröllschicht nicht mehr so ausgeprägt. Wahrscheinlich lag zwischen den 2 Bohrlöchern das Steilufer eines Flusses gegen Ende der Unteroligozänzeit, der das Kohlenflöz in Bohrloch 2 auswusch.

In dem nordöstlich von Leimbach gestoßenen Bohrloch 7[3]) ist der Quarzit der Basis ganz verschwunden und die Kohle liegt direkt auf dem Buntsandstein. Dies ist der eigentliche zentrale Typus des Tertiärbeckens:

[3]) In den Erläuterungen zu Blatt Schrecksbach, S. 43, ist das Bohrloch 7 durch ein Versehen leider nur unvollständig wiedergegeben und die Bohrungen 8 und 9 gar nicht. Deshalb seien diese 3 hier zur Ergänzung des Inhalts der Erläuterungen angeführt.

? Pliozän 9,10	4,70 m	Dunkelgrauer und gelber Lehm
	1,60 m	Rotbrauner Ton
	2,20 m	Grauer sandiger Lehm
	5,30 m	Gelber Ton
Septarienton	11,40 m	Blauer sandiger Ton
„Eo — Unteroligozän" 55,10	20,30 m	Graugrüner Ton
	15,70 m	Bunter Ton
	4 m	Ton mit Schalen von *Melania horrida*
	1,40 m	Grauer Sand
	10,30 m	Bunter Ton
	3,10 m	Harter Sand
	0,30 m	Kohle
	10,70 m	Fester roter Buntsandstein
	91 m.	

Die Mächtigkeit des Kohlenflözes unter dem Melanienton steigt in Bohrloch 3 bis auf 2,45 m, die Zahl der Flöze in Bohrloch 6 westlich Rambach auf 3 m. Zur Beurteilung der Verhältnisse in der Westhälfte des zentralen Teils des Beckens lasse ich noch die Schichtenliste des Bohrlochs 9 an der Straße Wasenberg—Wiera auf einer Wiese in Seehöhe 270 folgen:

Diluvium	2,50 m	Oben sandiger, unten fetter Lehm
Septarienton 4,95 m	4,25 m	Graublauer und schwarzgrauer Ton
	0,70 m	Sandiger grauer Ton mit weißen Feinsandlagen
„Eo — Unteroligozän" 29,65 m	27,25 m	Bunter (graugrüner, schwarzer und brauner) Ton mit gelblichen oder weißen Sandstreifen, überall erfüllt von Schalen von Cyrenen, *Viviparus splendidus, Melanopsis hassiaca, Hydrobia hassiaca*
	0,70 m	Schwarzer Letten (Vertreter des Kohlenhorizonts?)
	0,60 m	Fester brauner, z. T. eisenschüssiger Sandstein, feinkörnig oder mit groben runden Sandkörnern
	1,10 m	Schwefelkies
	11,55 m	Harter grauer Sand. (Verwitterter Buntsandstein?)
	2,35 m	Rötlicher Buntsandstein
	51 m.	

Hier stellen sich nahe dem Westrand der Senke wieder an der Basis zwischen Buntsandstein und Melanienton sandige Lagen ein, die sich allerdings nicht zu Quarzit, sondern nur zu Sandstein verfestigen.

Das Miozän in vorwiegend toniger Fazies ist auf Blatt Schrecksbach nur spärlich vertreten. Über den besprochenen oligozänen Tonen scheint es heute zu fehlen und zeigt sich nur in der südlichen Verlängerung des Niederhessischen Oligozänbeckens, zwischen Willingshausen und dem Köpfchen in Gestalt von weißen Tonen und Ocker. Zur Miozänzeit reichte also das Binnenbecken der Niederhessischen Senke noch 2 km über Willingshausen hinaus bis zum Köpfchen.

Eine dritte Miozänablagerung ist fluviatiler Natur. Entsprechend den Flußgeröllen am Kottenberg, Galgenberg usw. auf Blatt Ziegenhain liegen wohlgerundet grobe Gerölle am Mühlenberg südwestlich Salmshausen zwischen den dortigen Quarzitsanden und dem Basalt. Hier gibt es aber gar keine paläozoischen Gesteine, sondern nur Buntsandsteine und abgerundete Braunkohlenquarzite.

Nach dem südlichen Abschluß der zusammenhängenden eigentlichen Niederhessischen Senke gelangen wir noch weiter nach S vordringend in ein neues kleines, selbständiges Tertiärbecken, das von Alsfeld, das ähnliche stratigraphische Entwicklung zeigt, doch schon mit einigen südlichen Besonderheiten. Die älteste, zutage gehende Tertiärstufe ist der Rupelton, der am Ufer der

Schwalm wohl entwickelt ist und sich durch seinen Reichtum an Foraminiferen auszeichnet. LUDWIG gab nach REUSS' Bestimmungen schon 21, STOLZ 69 Arten an, die STOLZ veranlassen, den Ton teils als unteren, teils als Übergangszone zum mittleren Septarienton anzusprechen.

Aber der Septarienton ist doch nicht die älteste Tertiärbildung des Gebiets. Denn unter ihm hat eine Tiefbohrung der Hessischen Geologischen Landesanstalt an der ehemaligen Ziegelhütte an der Straße Alsfeld—Lauterbach noch 23,95 m Tone angetroffen, die SCHOTTLER und DIEHL mit Recht als Unteroligozän bezeichnen. Sie sind allerdings kalkfrei, ohne Fossilien und ohne Kohle, müssen aber doch wohl Süßwasserablagerungen sein. Ihre Farbe ist grau, schwarz und gelb. Die auffälligste Erscheinung ist ein eingeschalteter, 3,90 m starker grober Kies aus Buntsandsteinbrocken, schwarzem Muschelkalkhornstein, Quarzknauern und Quarzdoppelpyramiden (des Mittleren Keupers), die auf östliche Herkunft hinweisen. Da dieser Kies den tieferen Lagen der Tone zwischengelagert ist, dürfte er etwas älter sein als die Geröllschicht im Unteroligozän von Gungelshausen, die unmittelbar unter dem Septarienton liegt. Durch diese Feststellung von Unteroligozän wird bestätigt, daß auch die tertiäre Einsenkung des Beckens von Alsfeld in den Buntsandstein schon im Unteroligozän begann, das dortige Tertiär also noch zur Kasseler Gruppe gehört. Freilich ist nicht zu leugnen, daß das Unteroligozän von etwas anderer Art ist als wie in Nordhessen. Der Melanienton fehlt übrigens bei Alsfeld doch nicht ganz, nur liegt er hier (ebenso wie an manchen Stellen der Blätter Homberg, Ziegenhain, Kirtorf und Kirchhain) höher, nämlich über dem Septarienton. Das sind Tone, die keine losen Schneckenschalen, aber fossilreiche Kalkknollen enthalten. Die Fossilien sind in der Hauptsache Limnaeen und Hydrobien. DIEHL stellt diese Melanientone noch ins Mitteloligozän als Äquivalent der rheinhessischen Schleichsande, vielleicht z. T. noch des Cyrenenmergels. Mit letzteren aber kommen wir schon ins Oberoligozän. Eine Tiefbohrung auf dem Leckerberg westlich Romrod erschloß über dem Septarienton 15,20 m vorwiegend kalkfreie Tone, die durch ihren Glaukonitgehalt auffällig an die Tone der sogenannten „Unteren Cyrenenmergel" in dem Bohrloch N 1 im NO von Wieseck (Erläut. z. Bl. Allendorf) erinnern, nicht aber an den nordhessischen Melanienton. Diese Bohrung bei Romrod ergab:

Diluv.	4	m	Löß
	26	m	Brauner, gelber und roter Tuff
	16,3	m	Basalt
	4,2	m	Brauner Tuff
	25,8	m	Bunter Aschentuff und toniger Tuff
	0,30	m	Gelber magerer kalkfreier Ton mit etwas Magneteisen
	7,15	m	Graugelber kalkhaltiger Ton mit viel Glaukonit, Magneteisen, Titaneisen und Eisenhydroxyd
	7,75	m	Grünlichgelber kalkfreier Ton mit Glaukonit
	22,55	m	Grauer kalkhaltiger Septarienton mit Foraminiferen und Kalkseptarien
	127	m	Gesamtteufe.

Im Miozän scheidet DIEHL die weitverbreiteten Sande, die sich teilweise zu Quarziten, teilweise auch nur zu Sandsteinen verfestigen, als Untermiozän von dem schon an die vulkanischen Massen sich anschließenden Obermiozän: Tonen und Feinsanden mit Braunkohle. Das einzige Braunkohlenvorkommen des Blattes Alsfeld, Grube Jägertal bei Zell, gehört sicher schon diesem höchsten vierten Braunkohlenhorizont des Torton an. Hier ist die Lagerung folgende:

Basaltdecke des Kretenbergs
Trapp in mehreren Ergüssen
Blaue Letten und gelbe Tone
Kohle
Blätterkohle mit *Glyptostrobus ungeri* und *europaeus*, *Hippophaë dispersa*, *Drapa* etc.
Geschichteter Aschentuff
Blaue Letten mit schwachem Kohlenflözchen
Tuffe
Sande oder Tone
Basalt oder Tuff.

Vom Südende der Niederhessischen Senke nach W wandernd gelangen wir in das kleine, im Buntsandsteinhügelland des Burgwalds eingesenkte Becken von Neustadt (Kreis Kirchhain), das nebst dem Teilbecken von Allendorf auf Blatt Neustadt-Arnshain zur Darstellung gekommen ist. Zur Zeit der mitteloligozänen N—S-Meeresstraße hing das Becken natürlich mit dem Niederhessischen direkt über Wasenberg zusammen, desgleichen nach SO über Arnshain—Ruhlkirchen—Angerod mit dem von Alsfeld. Die Basaltergüsse des Vogelsbergs konnten sich auf diesem, damals noch tiefer gelegenem Wege der zweiten Verbindung (Angerod-Neustadt) bis in die Gegend von Neustadt ausdehnen und hier ihren nördlichsten Vorsprung gewinnen. Durch die postbasaltische pliozäne Erhebung der S—N-Achsenlinie Ulrichstein—Felda—Arnshain—Gleimenhain—Treysa usw., welche die Wasserscheide zwischen der Antreff im Osten und Felda—Klein—Wiere im W schuf, und die anschließende Denudation ging diese ehemalige doppelte Verbindung des Neustadter Beckens nach NO und SO verloren. Aber auch nach W über das Teilbecken von Allendorf gegen Kirchhain gab es im Mitteloligozän eine Meeresverbindung. Darauf weisen die Funde von Foraminiferen, Zähnen von *Carcharias* und *Lamna* in dem tiefen Eisenbahneinschnitt auf der Lahn-Schwalm-Wasserscheide durch Ludwig (1855 a u. b) und die von mir erwähnten von *Lamna*- und *Otodus*zähnen zwischen Allendorf und Emsdorf, am Wiesenstrauch nördlich der Straße Erksdorf—Langenstein und im S von Emsdorf hin. Im übrigen wurden auf Blatt Neustadt an 3 Stellen auch die leitenden Meereskonchylienarten in anstehendem Ton angetroffen. Alle diese 3 Stellen liegen in 286—300 m Meereshöhe 50 m über dem Talgrund der Wiera bei Neustadt, nicht im Tal selbst. An wieder anderen Stellen wurden in derselben Höhe auch Glaukonitsande angetroffen, die ich vorläufig dem Mitteloligozän zuschrieb, die man aber auch mit den Glaukonitvorkommen über dem Septarienton im Bohrloch von Romrod und in den Unteren Cyrenenmergeln von Wieseck vergleichen kann.

Wie das Neustadter Becken entstand, habe ich in den Erläuterungen des Blattes auseinandergesetzt, nämlich als erste Anlage infolge Neubelebung der 2 Randverwerfungen des Mengsberg-Momberger Muschelkalk-Keuper-Grabens und deren Verlängerung nach SSO in voroligozäner oder spät eozäner Zeit. Zwischen ihnen haben sich dann die ältesten kohleführenden gemischten Schichten des Innenbeckenteils abgesetzt und am Rande die Fazies der Quarzitsande. Vor und nach dem Eindringen des Mitteloligozänmeeres fanden andere Störungen statt, weiter solche kurz vor dem Erguß der Basalte und nachher im Pliozän, letztere verbunden mit Aufsteigen eines Wasserscheiderückens in S—N und eines in SO—NW-Richtung, die sich auf der heutigen Höhe von Arnshain zu verstärkter Wirkung vereinigten.

Die ältesten Tertiärschichten erscheinen im Untergrund von Neustadt als Wechsel von Sand, Ton, Ocker und Kohle. Zwei unansehnliche Flözchen aus

schwarzbraunem oder violettschwarzem Kohlenmulm oder Farbkohle von 5 bis 15 cm Stärke kann man in mehreren Sandgruben längs der Eisenbahn und im SW und SO der Stadt noch heute beobachten. An der Struth im S der Eisenbahnüberführung der Neustadt-Gleimenhainer Straße schließen die bunten Tone Linsen von Toneisenstein, Kieseleisenstein und Limnaeenkalk ein, die Abdrücke von *Chara, Sphaerium, Limnaeus, Hydrobia, Viviparus* und *Melanopsis* enthalten. Fossilführenden Brauneisenstein bieten auch die Eisenäcker östlich von Allendorf. Richtiger Melanienton mit Schalen von *Melanopsis, Viviparus* und *Melania* wurde abseits in geringer Höhe über dem Wieratal einmal zwischen Buntsandstein und Septarienton nahe der Straße Neustadt—Willingshausen, dann in der Tongrube „Stinn" und im W von Allendorf angetroffen. Auf der Hutenwiese „Läus" steht eine 7 cm dicke Kalkbank an, welche Limnaeen, *Melanopsis hassiaca* und *Planorbis pseudoammonius* in Abdrücken enthält.

Die älteren Quarzitsande erscheinen wie auf Blatt Schrecksbach in der Umrahmung des engeren Beckens und dehnen sich unregelmäßig bis zu den südlichen, westlichen und nördlichen Rändern der Karte aus; auch das Gebiet des Momberger Muschelkalk-Grabens bleibt nicht davon frei.

Die über dem Septarienton folgenden Tertiärschichten lassen sich mangels Fossilien und Kohlen schwer einzeln im Alter, ob oberoligozän, unter- oder mittelmiozän, genauer festlegen. Es sind kalkfreie Tone, Sande und Quarzite.

Nur die geringmächtigen zwischenbasaltischen Kiese, Sand, Ton und Tuffe (ohne Kohlen) sind dem Obermiozän zuzuweisen.

Das südlich Neustadt-Arnshain gelegene Blatt Kirtorf ist noch nicht geologisch aufgenommen und nur an den Rändern begangen. Es bringt in der Hauptsache das das Neustadter und Alsfelder Becken von dem Amöneburger Becken trennende Buntsandsteingebirge, den SO-Sporn des Burgwalds zur Darstellung. Aus dem aufliegenden Tertiär kennen wir nur die von WENZ (1922) beschriebene Fauna der oligozänen Kalke von Dannerod, die ich dem oberen Melanienton oder auch dem Oberoligozän zurechne, und 2 Tiefbohrungen, die SCHOTTLER 1923 ausführlich bespricht. Das eine davon liegt bei Heimertshausen in 320 m Meereshöhe und bietet:

9,2	m	Basalt (III. Phase)
3,5	m	Trapp (II. Phase)
2,5	m	Aschentuff
2,7	m	Basalt (I. Phase)
66,5	m	Untermiozän: kalkfreie Tone ohne Fossilien mit einer 44,4 m mächtigen Sandzwischenlage.

An der Deutung der Schichten des zweiten Bohrlochs, ausgeführt im Dorfe Dannerod in ebenfalls 320 m Seehöhe, habe ich eine nicht unwichtige Korrektur zu vermerken:

0,40	m	Ackererde
13,60	m	Grüngelbe Mergel, gelber Kalk und kalkhaltiger Ton mit Algen, Limnaeen etc.
3,90	m	Gelber und grünlicher kalkfreier Ton
8,10	m	Weißer feinkörniger Sand
3	m	Weißer Sand mit Sandsteingeröllen
3	m	Mürber heller Sandstein
32	m	Gesamtteufe.

SCHOTTLER (1923) und WENZ (1922) halten diesen Sandstein für ausgebleichten Buntsandstein. Nach meiner Meinung handelt es sich hier aber um unteroligozänen Sandstein, wie er im W des Blattes Kirtorf und im Ostteil des

Blattes Amöneburg vielfach ansteht, was ich auch persönlich auf einer gemeinsamen Begehung der Umgegend von Homberg a. d. Ohm, Pletschmühle und Offleiden Herrn Professor Schottler gezeigt und später in den Erläuterungen zu Blatt Amöneburg auseinandergesetzt habe.

Im W des Blattes Neustadt liegt Blatt Kirchhain mit der am Südrand des Burgwaldes gelegenen Kirchhainer Senke. Letztere ist ihrem Ursprung nach so wie das Neustadter und vielleicht auch das Alsfelder Becken eigentlich ein Triasgraben in herzynischer Richtung, freilich nicht mit Muschelkalk, sondern nur Röt an den Rändern und im Untergrund. Der Boden des Beckens, jetzt das breite, oft überschwemmte untere Ohmtal, weist an der Oberfläche keinerlei Tertiärablagerungen auf, ist vielmehr ganz mit Quartärbildungen bedeckt, deren Untergrund leider noch nicht durch Tiefbohrungen klargestellt ist. Das Tertiär ist heute nur an den Rändern zu sehen, und zwar nur Oligozän. Das ehemals sicher vorhandene Miozän ist hier, wo nur wenig Schutz durch Basaltdecken gegeben war, dagegen die Flüsse ihre Erosionstätigkeit voll auswirken konnten, ganz entfernt.

Bekannt in der Literatur ist die von Ludwig zuerst berichtete Brunnengrabung inmitten der Stadt Kirchhain im Jahre 1862, wo angeblich unter 3 m Basaltschutt angetroffen wurden:

4,75 m Blauer Ton und schwarzer Letten mit der ganzen reichen Fauna des Melanientons
0,50 m Kalkseptarien
14 m Septarienton mit Foraminiferen, *Leda, Nucula, Astarte, Corbula, Ostrea* und *Cancellaria*
20 m Ton ohne Fossilien.
Endlich roter Schiefer des Oberen Buntsandsteins.

Der von mir befragte Sohn des damaligen Brunnenmaurers erklärte aber, daß ganz unten kein Röt gewesen sei, sondern Braunkohle oder fossiles Holz, d. h. also eine unteroligozäne Süßwasserbildung. Der Funde von *Lamna*- und *Otodus*-Zähnen im Ostteil des Blattes Kirchhain ist oben schon gedacht worden (vgl. auch Erläut. zu Bl. Kirchhain). Fossilführende Melanientone beteiligen sich auch am Aufbau des Sockels der basaltischen Amöneburg.

Die unteren oder oligozänen Quarzitsande nehmen zusammenhängend den Ostrand der Kirchhainer Senke (am Brückerwald) ein, Knollensteine sind auch im Norden zerstreut. Im Ostteil des Blattes hat man an mehreren Plätzen durchgehende Bänke von Quarzit abgebaut.

Durch einen niedrigen abgeflachten, wesentlich aus Röt aufgebauten Höhenzug, der von der Amöneburg nach W gegen die Lahnberge verläuft, wird der Kirchhainer Triasgraben von der Amöneburger Senke getrennt, die auf dem geologischen Blatt Amöneburg-Homberg a. d. Ohm dargestellt ist. Diese Senke endigt im O mit dem Ohmtal, im W an dem Buntsandsteinhorst der Lahnberge, im S an der basaltbedeckten Seift, dem nordwestlichsten Ausläufer des Vorderen Vogelsbergs. Im SW geht sie allmählich ohne scharfe Grenze in den Ebsdorfer Grund, d. h. das Gebiet der Zwester Ohm über. Das Amöneburger Becken und der Ebsdorfer Grund sind schon von anderer Seite mehrfach besprochen worden, so von Em. Kayser und Paeckelmann (1915), Maull (1919), Hummel (1929), Klüpfel (1930), aber bisher meiner Meinung nach nicht richtig gedeutet. Das Amöneburg-Ebsdorfer Becken hat die Eigenheit, daß es in 3 Richtungen entwässert wird, nach NO durch den Rülfbach zur Ohm, nach N in der Umgegend von Schröck durch den Arzbach ins Kirchhainer Becken und nach W durch die Zwester Ohm zur mittleren Lahn. Ganz

niedrige unmerkliche Wasserscheiden trennen diese Flußläufe. Man hat eine auffallend flache, ausgereifte eintönige Landschaft vor sich, und es wird dem Morphologen auf den ersten Blick klar, daß hier schon seit langer Zeit Flußtätigkeit erodierend und ausgleichend gewirkt haben und daß hier einst ganz andere, mächtigere Flüsse ihren Weg genommen haben, was durch die vielen, überall verteilten fluviatilen Schotter bestätigt wird. Wir haben hier sicher alte (pliozäne) Flußbetten der oberen Lahn vor uns, die, bevor sie (in frühdiluvialer Zeit) sich ihren Weg durch das junge steilwandige Tal Cölbe—Marburg—Gießen nach S bahnte, über Kirchhain nach Allendorf zu und dann nach SW gegen Schweinsberg—Wittelsberg zum Ebsdorfer Grund und so weiter nach Gießen floß. (Näheres siehe bei M. BLANCKENHORN und E. KURTZ, 1929.)

Das Amöneburg-Ebsdorfer Becken hat jedenfalls eine sehr verwickelte Entstehungsgeschichte, die nicht so einfach bei flüchtigem Besuch und Prüfung zu deuten ist, sondern erst nach sorgfältiger Kartierung. Schaut man, um zunächst einen Überblick zu gewinnen, sich die LEPSIUS'sche Geologische Karte von Deutschland, Sektion 23, Frankfurt a. Main, an, so erscheint besonders der westliche Teil des Beckens in der Umgegend von Heskem, Wittelsberg und Schröck als das eigentliche Nordende der „Rheinischen Tiefe", die vom Main bei Frankfurt über Friedberg und Gießen nach N streicht (ähnlich wie die Niederhessische Senke ihr Ende im S bei Wasenberg—Willingshausen findet). Man sollte deshalb vermuten, daß der Endzipfel der Rheinischen Senke zwischen den Lahnbergen-Schröck und Ebsdorf einerseits und dem Ohmtal andererseits die gleiche Entstehungsgeschichte hinter sich hätte wie die Wetterau und die Gegend von Gießen, also namentlich in der gleichen Tertiärzeit gebildet sei, daß er, um es kurz auszudrücken, dem südlichen Typus des Mainzer Beckens und nicht dem nordhessischen Typus angehöre. Vom ersten wissen wir, daß seine Geschichte mit dem Anfang des Mitteloligozäns vor Absatz der Alzeyer Meeressande begann. Welches aber sind die ältesten Tertiärschichten im Amöneburger Becken und Ebsdorfer Grund? In ihrer entscheidenden zentralen Beckenfazies sehen wir sie klar und deutlich in dem Schichtenverzeichnis des Bohrlochs 20 auf S. 82 der Erläuterungen zur geol. Karte Bl. Amöneburg. Die Bohrung wurde zwischen Amöneburg, Rüdigheim und Mardorf ausgeführt, teils aus wissenschaftlichem Interesse, um entscheidende Klarheit zu gewinnen über die Beschaffenheit des tertiären und triassischen Untergrundes, teils in der Hoffnung, in den tiefsten „eo-unteroligozänen" Tertiärschichten, wie bei Borken, abbauwürdige Kohlenlager zu finden. Das letztgenannte Ziel wurde nicht erreicht, denn man fand wohl etwas Kohle, aber nicht in abbauwürdiger Beschaffenheit und Menge, um so mehr aber das erste Ziel. Das Bohrlochergebnis stimmt ganz auffällig überein mit denjenigen vieler aus der Niederhessischen Senke im Laufe dieser Erörterung angeführter Tiefbohrungen, namentlich mit dem neuesten von Borken, mit Nr. 550 im Ohetal bei Frielendorf, endlich auch Nr. 8 und 9 auf Blatt Schrecksbach usw. Die Schichtenfolge ist dieselbe von oben bis unten, die Mächtigkeit der einzelnen Stufen natürlich nicht. Oben liegt unter dem Alluviallehm der schwachfossilführende Septarienton (3,8 m), der im Becken von Amöneburg selbst tiefer eingesunken ist, als an dessen Rändern. Unter ihm liegt eine kiesig-sandige Transgressionsschicht von 7,20 m, sowie Tone (1,90 m) mit Schwefelkies, wie sie oft bei Übergängen von marinen zu limnischen Bildungen sich einstellt. Weiter ist der unteroligozäne Melanienton mit der typischen Fauna (17,85 m) vorhanden, eine harte Kalklage mit Schwefelkies 0,40 m und dann noch 61,70 m Wechsel von dunkel-

und hellgrauen Tonen, Letten, Sand mit wiederholten Kohlenschmitzen, auch Kalklagen und einigen zertrümmerten Konchylienschalen. Ganz unten in etwa 92 m Tiefe folgt Röt, wogegen Quarzit natürlich hier in der Mitte des Süßwasserbeckens (ganz wie auf Blatt Schrecksbach, am Mönchberg u. a. O.) fehlt. Die 61,70 m gemischten Schichten sind in den Erläuterungen noch als fragliches „Eozän?" zusammengefaßt, aber sie entsprechen doch genau dem Komplex, den wir überall, teils unter, teils mitten zwischen und über dem unteren Melanienton von Großalmerode und Oberkaufungen an kennengelernt haben, der mit dem unteren Melanien aufs innigste verbunden, nicht von ihm abgetrennt werden kann und den wir jetzt richtiger noch zum Unteroligozän ziehen.

Das Unteroligozän ist auch in der ganzen östlichen und südlichen Umrandung des meist von Diluviallehm bedeckten Zentralbeckens aufgeschlossen, so auch am Fuße der Seift, während der Septarienton an der Seift in seiner ursprünglichen Lage in der Mitte der Abhänge in einer Höhe von 230—264 m über NN, d. h. 30—60 m über der Ohm und dem Rülfbach an 9 Plätzen immer fossilführend bestimmt nachgewiesen wurde. Der flache innere Teil des Beckens hat sich also seit der Ablagerung des Septarientons um etwa 50 gesenkt und ist vielleicht (speziell in der Umgegend von Schweinsberg mit ihren Torfbildungen) noch heute in ganz langsamer Senkung begriffen. Das Unteroligozän ist im inneren Teil des Randgebiets z. B. an der Amöneburg, an der Ziegelhütte, bei Rüdigheim, Mardorf, Holzhausen, Wittelsberg noch vorwiegend tonig und zum Teil mit Melanienton reich an *Melanopsis hassiaca* entwickelt, geht aber dann überall nach außen in die sandige Fazies über.

Lehrreich ist eine Wanderung auf dem Randgebiet rings um das Binnenbecken. Im NO im Brückerwald sehen wir in den ausgedehnten Quarzitgruben das Unteroligozän als typischen Quarzit von 6 m ausgebildet, in der Mitte mit einer 0,10-m-Schicht mulmiger Kohle, unten einer 1,20 m dicken Quarzitbank, die aber in ihrem oberen Drittel als rauher Sandstein erscheint. Östlich von Schweinsberg und weiter südlich bis Homberg a. d. Ohm hören die Quarzite im Unteroligozän auf und werden von 4—5 m Sandstein verschiedener Art und Farbe (gelb, grau und rot) ersetzt, die auch in mehreren Steinbrüchen auf Blatt Amöneburg und Kirtorf als Bausteine gewonnen werden, da sie z. T. widerstandsfähiger und dauerhafter sind als Buntsandstein, der übrigens in dieser Gegend fehlt. Eigentümlich sind für sie die ockergelben Tongallen und Ockerzwischenlagen. Sie werden bei dem Steinbruch hinter der Linn am Gänseholz bedeckt von Ockersandstein und schiefrigem Ocker, der wohlerhaltene Pflanzenreste liefert, die Gothan als „prämiozän", also oligozän ansah. Über ihnen liegt brauner Eisensandstein und knotiger Brauneisenstein und ein Wechsel von buntem Sand und kalkfreiem Ockerton. Noch höher würde östlich von da auf dem Blatt Kirtorf der kalkreiche Ton, Mergel und Kalk von Dannerod folgen, deren reiche Schneckenfauna von Ludwig, Bodenbender und Wenz untersucht und von Wenz noch als oligozän, wahrscheinlich mitteloligozän gedeutet wurde. Ich möchte sie bei ihrer hohen Lage lieber dem Oberoligozän zurechnen und die tieferen Ockertone und Ockersandsteine dem Mitteloligozän, aus dem uns leider in Hessen gar keine fossilen Pflanzenreste zum Vergleich vorliegen. Bei Homberg a. d. Ohm steht der unteroligozäne Sandstein in einem Steinbruch neben der Sandmühle im Talgrund der Ohm als 9 m weißer Baustein mit weißen Tonlagen an, dergleichen mir aus Buntsandstein kaum bekannt sind. Die höher liegenden Quarzitsande des „Felsenmeeres" östlich hinter dem

Hohenberg auf Blatt Kirtorf und der großen Quarzitsandgrube von Neuhaus, die oben von Basalt bedeckt werden, gehören schon dem Untermiozän an. Das Schichtenprofil der Quarzitgrube von Neuhaus habe ich zweimal 1929 (BLANCKENHORN & KURTZ, S. 23) und 1930 (BLANCKENHORN, Erläut. S. 21) in aller Ausführlichkeit gebracht, will es also nicht wiederholen. Die Grenze zwischen Oligozän und Miozän ist hier im Westteil des Blattes Kirtorf schwer zu ziehen mangels zusammenhängender Aufschlüsse und wird z. B. unter dem „Felsenmeer" durch mächtige Lößdecken verhüllt. Höchstwahrscheinlich liegen an dieser gesuchten Grenze nur lose Sande. Im ganzen gewinnt man den Eindruck, daß hier im Westteil des Blattes Kirtorf ähnliche Verhältnisse vorliegen, wie in dem tertiären Randgebiet in der Mitte des Blattes Schrecksbach und am S-Rand des Blattes Neustadt-Arnshain bzw. Nordrand von Bl. Kirtorf, d. h., daß sowohl das Unteroligozän und vielleicht das Oberoligozän als auch das Miozän in sandiger Fazies ausgebildet sind und der trennende Septarienton dazwischen fehlt. Doch vor sorgfältiger Kartierung des ganzen Blattes Kirtorf läßt sich nichts bestimmtes sagen.

Auf dem linken Ufer der Ohm lassen sich die buntsandsteinartigen Unteroligozänsandsteine noch bis fast Oberofleiden verfolgen, hier nach N untertauchend und infolge einer SO—NW-Verwerfung längs des Ohmtals in etwa 15 m tieferer Lage als auf dem Ostufer, wo sie bis nahe zum Wasserbehälter von Oberofleiden aufsteigen. Im Schächenbachtal hinter der Pletschmühle und oberhalb Gontershausen wurden über diesen Sandsteinen dann der Septarienton mit *Leda, Nucula* und Kalkknollen festgestellt.

Von Haarhausen über Erfurtshausen bis zur Kapelle von Mardorf treten wieder die unteroligozänen Sande, zuletzt auch mit Quarzitblöcken hervor. Am Goldberg-Abhang werden sie (vgl. Bohrloch 17) unmittelbar von mächtigem fossilführendem Septarienton bedeckt, nach Norden aber werden sie horizontal vor Mardorf durch die tonige Zentralfazies ersetzt, so wie es das große N—S-Profil am Kartenrand zum Ausdruck bringt. Hier kann an der Gleichzeitigkeit der beiden Fazies gar nicht gezweifelt werden.

Nach W zu beobachten wir nun am N-Fuß der Seift bis Wittelsberg und weiter am W-Fuß bis Dreihausen einen unregelmäßigen Wechsel von kalkfreien und kalkhaltigen Tonen und Sanden. In dieser Zone stößt man sowohl auf Sandgruben, wie auf Tongruben. Letztere haben einen großen Teil des Materials für die Marburger Töpferei geliefert. Die zerstreuten kleinen Vorkommen von fossilführendem Septarienton liegen darüber, alle in einem gleichbleibenden Niveau. Oberen fossilführenden Melanienton, der ja am besten noch dem Mitteloligozän angeschlossen wird, stellte ich am Goldberg und an der Straße Roßdorf—Höingen in enger Verbindung mit dem Septarienton fest, südlich Wittelsberg und östlich Heskem mit Hydrobien- und Limnaeenkalkknollen ohne Beziehung zu Septarienton, der aber in derselben Höhe zu erwarten war.

Schwierig ist es, für die Zeit des Oberoligozäns ein passendes Äquivalent zu finden. Ihm könnten vielleicht kalkfreie Tone ohne Fossilien zugesprochen werden, die im Schächenbachtal (hier auch mit Quarzgeröllen) sowie zwischen Holzhausen—Wittelsberg, Mölln und Dreihausen in höheren Lagen als die Septarientonzone beobachtet werden und die auf dem geologischen Kartenblatt vorläufig noch z. T. als Unteroligozän („eot"), mit dem sie in Zusammenhang stehen, verzeichnet sind. Sie würden so im Niveau etwa den Wiesecker bunten Ockertonen, die über den Cyrenenmergeln liegen, gleichkommen. Doch fehlen in ihnen Ocker- und Pflanzenreste.

Zum Oberoligozän stelle ich ferner die groben weißen Quarzgeröllschichten, die eine auffallende Ähnlichkeit mit den Vallendarschottern des Rhein-Mosel-Lahngebiets zeigen und die ich mit Ahlburg, Mordziol und Kurtz als die Ablagerungen einer ältesten oberoligozänen Lahn ansehe, die von SW aus der Gießener Gegend kommend an der Stelle der heutigen basaltbedeckten Seift in einem damaligen Binnensee ihre Mündung hatte. Sie wurden früher von Paeckelmann und Ahlburg auf dem westlich benachbarten Blatt Niederwalgern am Nordhang des Leidenhofer Kopfs bemerkt, ziehen sich aber in derselben Meereshöhe noch ins Blatt Amöneburg bis aufs rechte Ufer des Bernstals im SO von Leidenhofen hinein. Sie enthalten viele grobe Gangquarze, auch Kieselschiefer von schwarzer und grauer Farbe, grobkörnigen paläozoischen Quarzit und das sogenannte Mordziol'sche Leitgeschiebe: Kieselgallen der Oberkoblenzschichten mit kleinen würfelförmigen Hohlräumen. Mit diesen Kiesen des Bernstals sind teils über, zwischen oder unter ihnen liegend auch weiße und gelbliche Tone verbunden.

Die Süßwasserformation des Untermiozäns sehen wir teils in Gestalt von Tonen, teils von Sanden mit Quarzit ausgebildet. Am oberen Bornstal setzen schwarze, zähe Tone und Letten, die lokal eine Sandlinse einschließen, einen steilen, 40 m hohen, bewaldeten Abhang im W der Kuppelwiese zusammen, der sich direkt über dem Vorkommen der Vallendarschotter als deren Abschluß erhebt. Diese 40 m schwarzen Tone können sehr gut als örtliche Vertreter des Braunkohlenhorizonts des Burdigals aufgefaßt werden. Man vergleiche mit ihnen auch die 66½ m kalkfreien Tone mit einer Sandlinse in dem oben gegebenen Bohrloch-Profil von Heimertshausen auf Bl. Kirtorf. Tone finden wir auch im oberen Tal der Zwester Ohm bei Dreihausen und Roßberg als Streifen im östlichen Teil des v. Stumm'schen Parks von Holzhausen und im Schächenbachtal.

Die miozänen Sande, die wir schon als quarzitreich im Felsenmeer und an der Neuhauser Sandgrube (auf Bl. Kirtorf) kennengelernt haben, sehen wir im Liegenden der obermiozänen Braunkohlenbildungen der Grube „Gute Hoffnung" nördlich Homberg a. d. Ohm, dann oben auf dem Goldberg über dem Septarienton, am Lindenberg (hier zusammen mit Tonen), dann bei Holzhausen über dem erwähnten Tonstreifen des Parks an den dortigen geröllreichen Kiesgruben, am Hegekopf als Unterlage des Basalts, in der Alten Hege im NNO des Hattenbergs als sandigen Quarzit und im S des Hattenbergs als mürben Sandstein, auf der Kuppelwiese über den 40 m schwarzen Tonen als Kiese und Quarzitblöcke mit Blattabdrücken, endlich am S-Hang des oberen Bornstals als einzelne mächtige Quarzitblöcke unter der Trappdecke. Gewöhnlich erscheinen die oberen Quarzitsande auf Bl. Am. als oberer Abschluß, im Osten aber als Vertretung des ganzen Untermiozäns. Keinenfalls entsprechen sie der Zeit, die Klüpfel seinem „Hauptquarzit" zugeteilt hat.

Die verschiedenen, z. T. paläontologisch und mineralogisch recht interessanten obermiozänen Sedimente der Torton-Etage, die schon die ersten Spuren der basaltischen Eruptionen in Gestalt von Bomben, Lapillis, Augitkristallen enthalten, sowie die zwischenbasaltischen Sedimente wollen wir hier übergehen, da deren Alter ja durch die Zeit der ersten Basaltergüsse des nördlichen Vogelsbergs festgelegt ist. Ich verweise auf die Erläuterungen zu Blatt Amöneburg-Homberg a. d. Ohm, S. 23—28, und bezüglich der fluviatilen Pliozänbildungen besonders auf Blanckenhorn & Kurtz, 1929.

Das Blatt Niederwalgern ist schon vor dem Kriege von EM. KAYSER & W. PAECKELMANN geologisch aufgenommen. Die in den Erläuterungen dazu 1915 ausgesprochene Auffassung vom Alter der Tertiärbildungen wird von mir nicht geteilt, da sie im Gegensatz zu meinen Erfahrungen beim Studium der Niederhessischen Senke steht, sie scheint aber in gewissem Sinne W. KLÜPFEL in seiner Auffassung als Stütze gedient zu haben. Das Tertiär nimmt hier besonders den Ebsdorfer Grund, das Tal der Zwester Ohm ein, deren Oberlauf wir schon auf dem Blatt Amöneburg kennengelernt haben. KAYSER-PAECKELMANN halten die Schichten des Tals für Miozän, auch deren unterste, die Kohlenflöze führen, dagegen die Quarzitsande der Lahnberge für oligozän. Ich denke genau umgekehrt. KLÜPFEL faßt die fossilleeren und auch sonst wenig charakteristischen Schichten von Ebsdorf als besonderen Typ auf, den er in verschiedenen neueren Schriften als Ebsdorfer Schichten anführt und den auch sein Schüler FR. SCHWARZ verwendet. KLÜPFEL erklärt sie für identisch mit den pflanzenführenden Ockertonen von Wieseck, die über den oberoligozänen Cyrenenschichten liegen und bei Daubringen von KLÜPFEL's „Hauptquarzit" bedeckt sein sollen, den KLÜPFEL ebenfalls noch ins Oberoligozän stellt. Somit müßten auch die Ebsdorfer Schichten oberoligozän sein und das Oberoligozän bekäme damit eine Ausdehnung, die ihm bisher noch nie von Geologen gegeben wurde. Es würde sich zusammensetzen aus 3 Stufen: 1. den Cyrenenmergeln bzw. deren Äquivalent, dem Kasseler Meeressand, 2. den Wiesecker oder Ebsdorfer Schichten, 3. dem Hauptquarzit.

Was den höheren Quarzitsand betrifft, so haben wir gesehen, daß er wenigstens in Nordhessen nicht auf einen engen Horizont beschränkt ist, sondern in der Randzone vielfach während des ganzen Untermiozäns, d. h. des oberen hessischen Kohlenhorizonts anhält, in der zentralen Beckengegend aber teils an der Basis des Untermiozäns, teils in deren Mitte, teils als oberer Abschluß noch einmal in Erscheinung tritt. Auch diese auf wiederholte Beobachtungen sich stützenden Ergebnisse bestreitet KLÜPFEL, der demnach Nordhessen besser durchforscht haben müßte als ich, wenn die Tatsachen seinen Behauptungen entsprächen. Alle meine jahrelangen Einzelerfahrungen, meine ganze, vorsichtig kritische, induktive Arbeitsmethode gelten in KLÜPFEL's Augen als veraltet und verfehlt gegenüber seinen eigenen unfehlbaren Feststellungen an örtlichen Verhältnissen, die er als Theoretiker gewohnt ist, auf das ganze Tertiärgebiet Hessens, ja Deutschlands zu übertragen, und gegenüber seiner neuen verbesserten Methode der Kartierung, die nicht induktiv von zahlreichen, allerdings mühevollen Beobachtungen ausgeht, sondern großzügig mit dem höheren Blick des Tektonikers und Reliefmorphologen mit mehr oder weniger vorgefaßter Meinung das Kartiergebiet betritt und zu allererst mal die Störungen, die Erosionsdiskordanzen, die Urtäler, kurz die ganze Paläomorphologie feststellt.

Und wie verhält es sich nun mit KLÜPFEL's sogenannten Ebsdorfer Schichten? Sehen wir uns dieselben näher an! Den besten Aufschluß des Tertiärs bei Ebsdorf bietet die Ziegelei in der Nähe des Bahnhofs mit folgendem Profil zwischen 210 und 220 m Meereshöhe:

1 m Pliozäne Schotter, diskordant auf
4—5 m Gebänderten gelben, weißen und grauen Sanden
2 m Brauner Sand
2 m Grauer unreiner Ton
0,30 m Weißer Sand
3 m Graue oder ockergelbe Tone, die hauptsächlich gewonnen wurden.

Demnach ein Wechsel von Sand, sandigem Ton und Ton, wie er überall die Innenfazies der Süßwasserformationen des Unteroligozäns und Miozäns charakterisiert, aber nichts bemerkenswertes.

Von dem Hohlweg, der von der Ziegelei nach W zu dem nächsten Buntsandsteinvorkommen führt, erwähnt Paeckelmann noch „graue Tone mit kleinen Geröllbänken, sandig tonige Lagen mit Brauneisenkonkretionen, eisenschüssige Sande, weiße und gelbe Sande und einige Braunkohlenschmitzen", kurz Bildungen, wie wir sie besonders von Neustadt im tiefsten Unteroligozän kennen und wie sie in den Erläuterungen zu Bl. Neustadt mehrfach in den Profilen beschrieben wurden. Die in den Erläuterungen zu Blatt Amöneburg angeführten Tiefbohrlisten bieten beim „Eo-unteroligozän" auch nicht viel anderes, höchstens daß da noch dünne Kalklagen eingeschaltet sind, z. B. im Bohrloch 6 und 7 von Heskem und Mölln. Solche Kalkbänke und Knollen von Kalk gibt es auch im S von Ebsdorf. Sie kamen z. B. hinter den letzten Häusern an der Straße nach Leidenhofen in etwa 217 m Meereshöhe beim Bau des neuen elektrischen Transformatorturms zutage. An den Abhängen des Hessenbergs nordöstlich Leidenhofen werden (unter Basalt) Tone und Sande sichtbar. In der 4 m hohen Steilwand einer Sandgrube an der Straße nach Roßberg bemerkt man in dem gelben Sand eine bis 7 cm dicke, mulmige Kohlenschicht zwischengelagert. Kleine Braunkohlenschmitzen sollen zwischen Ton und Kiesbänken auch in dem Hohlweg, der von Leidenhofen nach SO hinaufführt, herauskommen. Geht man diesen Weg weiter, bis bei etwa 251 m Meereshöhe der Fahrweg ins Bernstal abgeht, so erreicht man am N-Ende der „Wüstung Herzhausen" (richtiger wohl Dorfstelle Hernsbach) eine Grube, in der man kalkhaltigen Ton mit sehr viel Kalkknöllchen und weichen Kalkstreifen gegraben hat. Bei wiederholtem Suchen konnte ich bloß ein dünnes Schalenstückchen (? einer Süßwasserschnecke) gewinnen. Aufgestreut sind hier Pliozängerölle und dazwischen liegen große Basalt-Blöcke, die von einem lokal beschränkten Durchbruch herrühren.

Noch höher folgen bei 262 m Meereshöhe hinter einem Kiefernwäldchen die ausgedehnten Kiesgruben der Vallendarschotter, die ich mit Mordziol, Ahlburg, Fliegel für oberoligozän halte. Diese ziehen sich auch über den flachen Rücken nach W bis in das folgende Tal Rebsch. An dem neuen Fahrweg, der hier entlangführt, fand ich eine große Kalkseptarie mit Zerklüftung im Innern, wie ich sie sonst nur aus dem Septarienton, nicht aus den oligozänen und miozänen Süßwasserbildungen kenne. Auf dem westlich folgenden Rücken befanden sich genau im N des Leidenhofer Kopfs die beiden alten, von Ludwig 1870 aufgeführten Bohrlöcher XVII und XVIII. Das Bohrloch XVII lag etwa in 245 m Meereshöhe und Ludwig gibt bei 16 m Tiefe des Lochs 4,92 m grünliche Letten mit vielen wohlerhaltenen Konchylien und Haifischzähnen an. Danach würde der Septarienton bei etwa 229 m gelegen haben. Die nächste von mir an der Oberfläche sicher nachgewiesene Fundstelle von Septarienton liegt 3 km entfernt auf Blatt Amöneburg, östlich von Mölln, am trigometrischen Punkt 232,5. Das wäre nur 3½ m höher. Es ist deshalb nicht richtig, wenn Schottler (1923) die Meinung äußert, daß der Septarienton im Ebsdorfer Grund in der Höhenlage, die Ludwig angibt, nicht vorkommen könne, sondern tiefer liegen müsse, wenn er überhaupt vorhanden sei. Schottler hat nun, um die Frage nach dem Septarienton zu beantworten, 1907 ein Kontrollbohrloch möglichst genau an der von Ludwig bezeichneten Stelle angesetzt. Er fand unter 1,85 m Löß 9,85 m gelbgrünen und graugrünen Mergel mit „unbestimm-

baren Trümmern von Muschelschalen" und blaß- und dunkelgelbgrünen Mergel mit „Molluskenschalen", der also zwischen 233 und 243 m Meereshöhe lag. Das ist genau die Höhe, in der der Septarienton (wohl in ursprünglicher, wenig veränderter Lage) in der Regel auf Blatt Amöneburg erscheint. Ich verstehe nicht ganz, warum die Septarientonangabe LUDWIG's auf Blatt Niederwalgern von PAECKELMANN, SCHOTTLER und KLÜPFEL so bestimmt abgeleugnet wird. Die als vorhanden bestätigten, freilich als unbestimmbar bezeichneten „Molluskenschalen" können doch auch marine gewesen sein. KLÜPFEL hat auf seiner, 1931 bei der von ihm geleiteten Wetterau-Exkursion der Deutsch. Geol. Ges., verteilten tektonischen Karte eine Verwerfung in SO—NW-Richtung längs des oberen Zwester Ohm-Laufs über Dreihausen nach Heskem gezogen und nimmt an, daß auf seiner SW-Seite der Ebsdorfer Grund im engeren Sinne abgesunken sei. Diese Annahme ist nach den hier vorgelegten Daten gar nicht nötig und überflüssig. Auf der geologischen Karte Blatt Niederwalgern ist im SO der Bohrstelle XVII längs des Feldweges zwischen den Kurven 245 und 265 ein gelber, mit der Signatur bm, d. h. Miozän gekennzeichneter, länglicher, in der Richtung S—N gestreckter Fleck vermerkt. Hier ist tatsächlich außer dem Oberflächenlehm eine Tertiärbildung zu erkennen, nämlich wieder die Vallendar-Quarzschotter, die hier weithin die Oberfläche zieren. Da ich dieselben als oberoligozänen Alters ansehe, passen sie vorzüglich hierher über dem grünlichen Septarienton mit den Molluskenschalen.

Gehen wir weiter nach W vor, so stoßen wir auf einen dritten, vom Leidenhofer Kopf nach N auslaufenden, flachen Rücken im O von Hachborn auf eine steile, mit Obstbäumen bepflanzte Böschung zwischen 215 und 220 m Meereshöhe, wo PAECKELMANN Ton mit Einlagerungen von Süßwasserkalk verzeichnet. „Von diesem Punkt dürfte die *Melania horrida* stammen, die BODENBENDER aus dem Kalk von Hachborn erwähnt." *Melania horrida* ist aber von allen Süßwasserschnecken des Oligozäns fast die einzige, die, weil noch niemals aus Miozän mit Sicherheit bekannt, als leitend für Oligozän angesehen werden kann. KAYSER-PAECKELMANN schwächen die Bedeutung des BODENBENDER'schen Fundes durch die Bemerkung ab, daß die *Melania horrida* „nicht einwandfrei zu bestimmen" gewesen sei. Doch davon steht in BODENBENDER's Schrift, S. 15, kein Wort. Es scheint also, daß dort typischer Melanienton vorkommt, den man ja unter Septarienton auch erwarten konnte, ebenso wie in dem Bohrloch 20 des Blattes Amöneburg usw. Wenn KLÜPFEL (1930, S. 9) den Hessischen Melanienton als hauptsächlich unteroligozän anerkennt, dann kann er auch die in etwa gleicher Höhe bei Ebsdorf liegenden Tertiärschichten nicht für oberoligozän ausgeben. In der Mitte zwischen Hachborn und Ilschhausen liegen in 225 m Meereshöhe die Halden des dortigen, ehemaligen Braunkohlenbergwerks, wo die Kohle nicht weit unter der Oberfläche herausgeholt ist. Die Braunkohle hat hier, wie an allen anderen Plätzen des Ebsdorfer Grunds, wo sie durch Bohrungen festgestellt wurde, den Charakter der Kohle des älteren hessischen Braunkohlenhorizonts, ist lettig, mulmig, erdig und nur untergeordnet lignitisch, auch das Mitvorkommen von Schwefelkies und Gips ist typisch. BODENBENDER und PAECKELMANN hatten die Kohle als miozän angesprochen, KÖBRICH dagegen schon wegen ihrer Beschaffenheit als oligozän. KLÜPFEL stellt sie 1928 in einer Tabelle, S. 281, sogar ins Eozän, zusammen mit der Kohle von Borken und Kassel. Die verschiedenen Bohrprofile, auch das vollständigste in ziemlicher Höhe noch auf Basalt im NO von Ilschhausen gestoßene, welches BODENBENDER und PAECKELMANN wiedergeben, lassen sich schwer deuten. Es ist vom

Basalt an ein fortwährender Wechsel von Tonen der verschiedensten Farbe mit weißen Sanden, beides ohne Spur von Fossilien und 2 Flözen unreiner Kohle, reich an Schwefelkies. Wo hier die Grenze zwischen Miozän und Oligozän zu ziehen ist, läßt sich nicht sagen. Ich selbst neige dazu, in dem erwähnten Bohrloch bei Ilschhausen die Schicht 14 = „0,50 m blauer und schwarzer Ton" noch als kümmerliche Spur des Septarientons gelten zu lassen, daher die Schichten 15—28 als unteroligozän anzusehen.

Das Liegende der Kohle bildet überall Triebsand, z. T. mit Quarzit. Auf der Karte Niederwalgern sind aber nirgends dort Knollensteine verzeichnet, auch zeigt sie keine anstehenden Quarzitbänke an. Die nächsten Braunkohlenquarzite liegen auf den Lahnbergen bei Hof Capellen, Stempel, Marburger Exerzierplatz und weiter zu den Hansehäusern hin. Die nächsten auf Blatt Amöneburg liegen als höchste Tertiärschicht auf der Kuppelwiese und Bockswiese über den Tonen und Kiesen des Burdigals, direkt unter dem Basalt; lassen sich also auch nicht mit Klüpfel's Hauptquarzit in Parallele bringen.

Wenn die „Ebsdorfer Schichten" identisch mit den Ockertonen von Wieseck und oberoligozänen Alters wären, so müßten sie, wie bei Daubringen, direkt vom „Hauptquarzit" überlagert sein, der aber hier unter dem Miozän überhaupt fehlt. An seiner Stelle haben wir als Vertreter des Oberoligozäns auf Blatt Niederwalgern die Vallendarschotter.

Aus all dem folgt, daß die neugeschaffene Stufe der „Ebsdorfer Schichten" in Klüpfel's System verfehlt und besser aufzugeben ist. Bedauerlich bleibt, daß auch Fr. Schwarz, von seinem Lehrer beeinflußt, an der irrigen Altersdeutung festhält und weitere Verwirrung schafft.

Ich habe auch ohne neue Tiefbohrungen, die allerdings im Ebsdorfer Grund recht wünschenswert wären, und ohne eigene paläontologische Funde auf Blatt Niederwalgern, es wahrscheinlich gemacht, daß auch der Ebsdorfer Grund noch Unteroligozän (lokal mit *Melania horrida* und mit Kohlen) als ältestes Tertiär enthält und somit zum Nordhessischen Typ gehört.

Wenn wir nunmehr in die südlich folgenden Blätter Allendorf a. d. Lumda und Gießen eintreten, stoßen wir auf andere Verhältnisse, engere Beziehungen zur Wetterau, kurz auf den Südhessischen Typ. Hier haben die tiefsten Bohrlöcher nur mehr Cyrenenmergel und Septarienton angetroffen und der größte Teil aller Tertiärschichten an der Oberfläche fällt ins Miozän. Wie dieser Typus im einzelnen sich entwickelt, wollen wir an dieser Stelle nicht mehr erörtern und lieber den südhessischen Geologen überlassen. Es widerspricht auch meiner Gewohnheit, mich in fremdes Arbeitsgebiet einzudrängen.

Die Grenze zwischen diesen 2 Typen bildet also nach dem Vorangeschickten nach meiner jetzigen Meinung ungefähr der Südgrenze der Blätter Niederwalgern, Amöneburg-Homberg a. d. Ohm, Kirtorf und Alsfeld oder der W—O-Linie Frohnhausen a. d. Lahn—Romrod usw. Warum gerade hier die Grenze liegt, das bleibt weiterer Forschung vorbehalten. Das hat eben tektonische Ursachen. Zuerst aber mußten die tatsächlichen Ergebnisse bisheriger Beobachtungen hervorgehoben werden.

D. Schlußbetrachtungen

Klüpfel hat (1928 und 1929, S. 75) erklärt, daß die bisherigen (namentlich von Beyschlag, Schottler und mir) bei den geologischen Aufnahmen der Hessischen Senke üblich gewesenen „Vorstellungen und Arbeitsweisen nicht zum Ziele" einer richtigen Erkenntnis der Sedimentfolge und Gliederung der

Tertiärbildungen geführt hätten. Er hat sich auf Grund „eigener Erfahrungen" nun „eine besondere Methodik" aufgebaut, die er im Gegensatz zu den bisherigen mehr biologischen die „kinetische Methode" nennt und die ihn „zwinge, die jüngere Tertiärgeologie Westdeutschlands von Grund aus umzugestalten". Die Grundlage für KLÜPFEL's verheißungsvolle Methode bilden paläomorphologische und tektonische Studien und Erwägungen, solche über alte Verwitterungsrinden, ehemalige Bodenoberflächen, Erosionsdiskordanzen, Sedimentationszyklen und vertikale Faziesfolgen. Leider verkennt er dabei sehr die Bedeutung horizontaler Fazieszonen, und das ist ein schwerer Fehler.

Ein Hauptgewicht legt KLÜPFEL auf die Quarzitschichten, die er als ursprünglich über das ganze Gebiet durchgehend und weithin verfolgbaren Horizonte von dem Werte eines stratigraphischen Niveaus auffaßt. Danach hätte es Zeiten gegeben, in denen alles, auch die Zentren der Tertiärbecken, von Sand mit Quarzitbildungen bedeckt war, die nachher nur durch spätere Zerstörung lokal verschwunden seien. Das gilt besonders von seinem „Hauptquarzit", den er sich über ganz Hessen verbreitet denkt, und zwar beständig unter der miozänen Braunkohlenformation, die ihm folgend auch überall, wo der Quarzithorizont existiert hatte, sich verbreitet hätte.

Wenn KLÜPFEL seine neue, von ihm selbst so gepriesene Arbeitsweise auf eigene Erfahrungen stützt, wird er wohl nichts dagegen einwenden können, daß auch ich meine eigenen Erfahrungen im Felde, die wenigstens bezüglich Nordhessens auf weitere Zeiten zurückreichen und ausgedehntere Strecken sich beziehen, nicht geringer einschätze und als maßgebend ansehe und auf Grund derselben zu ganz anderen Resultaten komme. Wohin KLÜPFEL's Anschauungen und Methoden für sich schließlich führen, das ersehen wir am klarsten in der sonst fleißigen und gründlichen Abhandlung seines Schülers FR. SCHWARZ, die völlig unter seinem Einfluß entstanden ist und deren verschiedene Ergebnisse bezüglich des Alters der Schichten ich oben näher beleuchtet habe.

Betreffs des Ebsdorfer Grundes, der im oberen Zwester Ohmtal bis in mein Blatt Amöneburg sich ausdehnt, „schien mir eine eingehendere Stellungnahme gerechtfertigt", „da die Gefahr vorliegt, daß" sich KLÜPFEL's Meinung über „die Ebsdorfer Schichten" weiter in der Literatur einbürgert, „wenn sie unwidersprochen bleibt" und weil die nordhessische Senke eigentlich „mein langjähriges Arbeitsgebiet" ist, nicht das seine. Nach allem „müssen Zweifel entstehen, ob die von" KLÜPFEL „zur Anwendung gebrachten Methoden geeignet sind, einen wissenschaftlichen Fortschritt zu erzielen" gegenüber dem bisher bezüglich Nordhessens erreichten. (Vgl. dazu KLÜPFEL's Kritische Erörterungen zu K. HUMMEL's Arbeit, 1930, S. 49 und 50.)

E. Zusammenfassung

KLÜPFEL trennt die verschiedenen Stufen des Hessischen Tertiärs fast alle durch Störungsphasen der Hebung, Abtragung und Senkung mit Verwürfen. Von diesen erkannte E. SCHRÖDER (1924) zunächst 4, bei KLÜPFEL wurden 1928 daraus 8 und zuletzt 1930 (S. 40) nicht weniger als 27. Ich selbst erkenne für die nachtriassischen Zeiten nach meinen Erfahrungen davon vorläufig nur 10 an, nämlich 1. die jungjurassische (= Jung-Kimmerische Faltung STILLE's), 2. eine gegen Ende der Kreidezeit (= Laramische Faltung STILLE's), 3. eine präoligozäne gegen Ende des Eozäns (= Pyrenäische Faltung St.), 4. eine präseptarische oder vormitteloligozäne, 5. eine postseptarische, 6. eine vormiozäne des Aquitan (= savische Faltung St.), 7. eine jungmiozäne vorbasaltische

(= Steirische Faltung St.), 8. eine nachbasaltische präpliozäne (= Attische Faltung St.), 9. eine mittelpliozäne (= rhodanische Faltung St.) und 10. eine postpliozäne prädiluviale (wallachische). Von diesen 10 sind die bedeutendsten und ausschlaggebenden Störungsphasen: 1, 2, 3, 4, 7 und 10. Für einige dieser Störungsphasen konnte ich bei meinen langjährigen Studien in dem entfernten Palästina, Syrien, Arabien ziemlich genau entsprechende tektonische Vorgänge feststellen, nämlich für 2, 3, 7, 8, 9 und 10 (Blanckenhorn, 1931), worauf ich aber an dieser Stelle nicht näher eingehen will.

Wir können in Nordhessen 4 limnische Süßwasser-Braunkohlenformationen unterscheiden, eine eozäne (nur in Großalmerode, sonst nirgends), eine unteroligozäne (Ebsdorfer-Mardorfer Schichten in meiner Auffassung, Braunkohle von Michelsberg-Dillich-Borken, Kassel, Möncheberg, Oberkaufungen, Großalmerode, Lichtenau), eine untermiozäne (Braunkohle von Frielendorf, Ronneberg, Ostheim-Sipperhausen, Habichtswald, Hirschberg und Steinberg), endlich eine obermiozäne zwischen Basalten und Tuffen (Homberg a. d. Ohm, Kesselwald, Buschhorn bei Neuenhain, Habichtswald). In die gleichen Zeiten fallen (nicht für sich allein gesondert) als terrestrische Randfazies Quarzitsande, die auch in die zentrale Beckenfazies, namentlich gegen den Anfang und Schluß derselben, eindringen, infolge von Überschwemmungen der Torfmoore. Im einzelnen haben wir Quarzite festgestellt im Eozän unter der ältesten Kohle von Großalmerode, an der Basis des Unteroligozäns, an der Basis des Untermiozäns, in der Mitte und am Oberende des Untermiozäns.

Wir gelangen so zu folgender Zusammenstellung in Tabellenform:

Ober-, Mittel-, Unter- Pliozän	Erosion, Beckenausräumung Abtragung Starke Landhebung	Jüngerer Höhenschotter der Lahn und Schwalm (Blätter Marburg, Kirchhain, Amöneburg, Borken, Homberg a. E.) Lendorfer eisenreiche Schichten (Blatt Schrecksbach, Ziegenhain, Borken, Homberg a. E.)	
Sarmat	Nachbasaltische Verwürfe	?	
Torton	Vulkanische Eruptionen	Basalte, Trappe und Tuffe des Vorderen Vogelsbergs, Knüllgeb. und Habichtswalds. Tuff mit Ton, Braunkohle, Dysodil, Kalke mit Süßwasserfauna, Quarzite und Quarzitschiefer als verkieselte Kalke	
Helvet	Vorbasaltische Verwürfe Abtragungsphase Hebung	Ältere Höhenschotter auf Marburger Exerzierplatz Kiese d. Kuppelwiese. Schottersand d. Ohm-Schwalm-Wasserscheide? Grobschotter unter Basalt auf Blatt Schrecksbach, Ziegenhain, Borken	
		Beckenfazies:	Randfazies:
Burdigal	Senkung	Feuerfester Ton vom Steinberg bei Großalmerode und Frielendorf. Wechsel von Ton, Sand, schwarzen Letten und Braunkohlen. An der Basis, lokal auch in der Mitte (Hirschberg) und oben (Habichtswald, Gensungen) Quarzitsand	Oberer Quarzitsand der Lahnberge, Bockswiese, Hattenberg, Neuhaus, Felsenmeer, Bl. Schrecksbach (Fuchsbau), Ziegenhain, Borken, Homberg a. Efze, Kasseler Becken usw.

Aquitan	Senkung (Savische Faltung?) Hebung	Wiesecker Ockerton mit Pflanzenresten unter Geröllsand	Quarzitsand?
Ober-Oligozän	Im nördl. Nordhessen Senkung und zweite Transgression, im südl. Nordhessen Hebung und Flußerosion. In Südhessen Senkung	Kasseler Meeressand. Grünsand auf Bl. Borken und Ziegenhain (In Südhessen Cyrenenmergel)	In Mittelhessen (Bl. Niederwalgern-Amöneburg) Vallendarschotter
Mittel-Oligozän	Regression Erste Meerestransgression Präseptarische Störungen besonders in Südhessen	Oberer Melanienton Septarienton An der Basis Transgressionsschicht: Sand, Kies oder Geröll	Lücke
Unter-Oligozän	Andauernde Senkung	Eisenmanganerz von Hohenkirchen Unterer Melanienton (M. horrida) mit Kalklagen über, zwischen u. unter braunkohleführenden Tonen und Sanden von Ilschhausen-Ebsdorf-Wittelsberg, Mardorf, Neustadt, Michelsberg-Dillich-Borken, Kassel, Mönchberg, Oberkaufungen, Faulbach, Lichtenau, Töpferton v. Ebsdorfer Grund und Mardorf (Kr. Homberg); Bohnerz von Hachborn, Mardorf, Niedermöllrich, Hämatitische Eisenerze bei Gensungen	Ockersandstein östlich Schweinsberg mit Pflanzenresten. Sandstein auf Bl. Amöneburg u. Kirtorf. Unterer Quarzitsand
Eozän: Ober-	Voroligozäne große Störungsphase. Wiederaufleben der spätjurass. Rand- und Grabenverwerf.	Feuerfester Ton von Großalmerode	
Eozän: Mittel-	Senkung	Ältestes Kohlenflöz von Großalmerode mit ältestem Quarzitsand (von Großalmerode)	
Eozän: Unter-	Früheozäne Störungen	Sedimente fehlen	Fehlt

Eine wesentliche Änderung gegenüber meiner zuletzt 1930 vertretenen Auffassung wird manchem Leser auffallen. Aus der Bezeichnung „Eo-unteroligozän" ist jetzt Unteroligozän geworden. Es ist damit der mächtige Schichtenverband, der die älteren Quarzitsande, die ältere Braunkohlenformation und den Unteren Melanienton umfaßte, der lokal bis auf über 200 m anwachsen kann und den ich früher auch auf die Zeiten des Obereozäns und Mitteleozäns ausdehnen zu müssen glaubte, doch zusammengedrängt auf e i n e Tertiärstufe, das

Unteroligozän. Dieses wird so zum umfangreichsten Glied des niederhessischen Tertiärs. Aber so starkes Anwachsen einzelner Stufen ist ja in der geologischen Geschichte namentlich bei Geosynklinalen gar nichts ungewohntes und wird erklärt durch andauernde Senkung. Außerdem schienen mir die paläontologischen Beweise für das eozäne Alter von Teilen des Komplexes absolut unzureichend und die für Vereinigung mit dem Oligozän zwingender.

Das Eozän wird in Nordhessen am besten auf die untersten Tertiärschichten von Großalmerode beschränkt. Daß es gerade dort auftritt, erklärt sich mit örtlichen Verhältnissen, dem Zusammentreffen der rheinischen Störungen des Leinetalgrabens mit den herzynischen des Kasseler Muschelkalk-Keuper-Grabens. Derartigen Kreuzungen begegnen wir noch an anderen Plätzen in Nordhessen, so in Borken derjenigen des Homberger Liasgrabens mit den südnördlichen Randverwerfungen und bei Amöneburg der Kreuzung von herzynischen mit SW—NO-Einbrüchen. An diesen Stellen freilich scheint es nur Oligozän zu geben, aber dieses schwillt zu ganz außergewöhnlicher Mächtigkeit an.

Gegenüber dem im vorhergehenden behandelten Tertiär Nordhessens weist dasjenige Südhessens folgende Unterschiede auf: Die ersten für die Ausbildung der hessischen Senke entscheidenden präoligozänen Störungen (selbst nur Neubelebungen der Randverwerfungen der Spätjurazeit) dehnen sich nicht über Südhessen aus. Die ersten Einstürze mit nachfolgender Beckenausfüllung (und Meerestransgression) fallen im Süden in die präseptarische Oligozänzeit. So fehlt das ganze Eozän und Unteroligozän[1]) mit den 2 alten Quarzitsandbildungen und Braunkohlenhorizonten. Es fehlt auch der Hessische Melanienton mit seiner eigenartigen Fauna an Melanien, Melanopsiden und Hydrobien. Die Süßwasser- und terrestrischen Bildungen gehören in Südhessen vorwiegend dem Miozän an, das deshalb auch schärfere Gliederung, und zwar in Anlehnung an das Mainzer Becken erfahren hat. Bei den marinen Stufen wird das Kasseler Oberoligozän durch den von S nach N bis in die Gießener Gegend vordringenden Cyrenenmergel vertreten. In tektonischer Hinsicht könnte noch bemerkt werden, daß im südlichen Hessen die Muschelkalk-Keuper-Gräben fehlen. Die Grenze zwischen den süd- und nordhessischen Bildungen fällt, soweit die bisherigen Forschungen darüber ein Urteil zulassen, ungefähr mit der Südgrenze der Blätter Niederwalgern, Amöneburg-Homberg a. d. Ohm, Kirtorf und Alsfeld zusammen.

F. Benutzte Literatur:

Ahlburg: Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn. — Dies. Jb. f. 1915, 36, I. 1915.

Beyschlag, F.: Erläuterungen z. geol. Spezialkarte von Preußen, 23. Lieferung: Blatt Großalmerode, 1886. Desgl. Lieferung 92: Blatt Kassel, Oberkaufungen, Wilhelmshöhe und Besse, 1903.

—: Die Manganerzlagerstätte von Hohenkirchen bei Kassel. — Z. pr. Geol. 27, 1919.

[1]) Der in der Tiefbohrung bei Rockenberg in der Wetterau noch unter dem Septarienton über dem devonischen Untergrund erbohrte 15,2 m starke fossilleere Kies (Schottler, 1914, S. 33, 92, 1919, S. 59 und 73), den Schottler noch 1930 S. 21 als „unteroligocän" bezeichnete (im Gegensatz zu 1914, S. 92), entspricht genau der kiesigen Schicht, die wir in Nordhessen an vielen Plätzen als Basislage des Septarientons vorfanden und wohl mit Recht als Transgressions- oder Abrasionsschicht des vordrängenden mitteloligocänen Meeres deuteten, ebenso wie übrigens Schottler selbst 1914, S. 92.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

BLANCKENHORN, M.: Topographie und Geologie der näheren Umgebung Kassels. — Festschr. 75. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte, Kassel 1903.
—: Über Buntsandstein, Tertiär und Basalte auf der Südhälfte des Blattes Ziegenhain. — Dies. Jb. 35, II, 1914.
—: Erläuterungen z. geol. Karte von Preußen, Lieferung 198: Blatt Gudensberg, Homburg a. Efze, Schwarzenborn, Neukirchen und Niederaula. 1920.
—: Das Unteroligozän und die Melanientone des mittleren Kurhessens. — Dies. Jb. 43, 1923.
—: Allg. Ergebnisse der neueren geol. Aufnahmen im westl. Kurhessen. — Dies. Jb. 48, 1927.
—: Erläuterungen z. geol. Karte von Preußen, Lieferung 299: Blatt Neustadt-Arnsheim, Kirchhain und Amöneburg-Homberg a. Ohm, 1931.
—: Geologie Palästinas nach heutiger Auffassung. — Zschr. deutsch. Palästina-Ver. 54, Leipzig 1931.
BLANCKENHORN, M., & KURTZ, EDM.: Die Flußläufe der Tertiärzeit in der Umgebung von Marburg a. d. Lahn. — Sber. Ges. Beförderung ges. Naturw. 64, 2, 1929.
BODENBENDER, W.: Über den Zusammenhang und die Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Frankfurt a. M. und Marburg—Ziegenhain. — Diss. Stuttgart 1884.
DIEHL, O.: Erläuterungen z. geol. Karte von Hessen. Blatt Alsfeld. Darmstadt 1926.
EBERT, TH.: Die tertiären Ablagerungen der Umgegend von Kassel. — Diss. Göttingen 1882.
VON FREYBERG: Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands. 1926.
GRUPE, O.: Präoligozäne und jungmiozäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. — Dies. Jb. 29, I, 1908.
—: Über das Alter der Dislokationen des Hannoverisch-Hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. — Zschr. deutsch. geol. Ges. 63, 1911.
HUMMEL, K.: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes. — Fortschr. d. Geologie u. Paläontologie 24, VIII, 1929.
HUMMEL, K., & WENZ, W.: Eine Maarausfüllung mit obermiozäner Schneckenfauna. — Notizbl. Ver. Erdkunde u. hess. geol. Landesanst. Darmstadt 5, 1923.
KAYSER, EM.: Abriß d. geolog. Verhältnisse Kurhessens. — Hessler, hessische Landes- u. Volkskunde I, 1904.
KAYSER, EM., & PAECKELMANN, W.: Erläuterungen z. geol. Karte von Preußen. Lieferung 212: Blatt Marburg und Niederwalgern, 1915.
KLÜPFEL, W.: Geologischer Überblick über den Westerwald. Neuwied 1924.
—: Über Reliefmorphologie und zyklische Landschaftsgenerationen. — Geol. Rundschau 17, 6, S. 401. 1926.
—: Der Bau des Westerwaldes. Vulkanische Baustoffe. — Zeitschr. d. rheinischen vulkanischen Industrien, 6. Juni 1927.
—: Über die natürliche Gliederung des Hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. — Geol. Rundschau 19, 4, 1928.
—: Der Westerwald. Eine Einführung in seine Geologie und Morphologie. — Sber. niederrhein. geol. Ver., Bonn 1929.
—: Zur Geologie des Vogelsberges, Kritische Erörterungen zu K. HUMMEL's Arbeit: Die tekt. Entwicklung eines Schollengebirgslandes. Gießen 1930.
VON KOENEN, A.: Alter und Gliederung des Tertiärs zwischen Guntershausen und Marburg. — Rektoratsprogramm Marburg 1879.
VON LINSTOW, O.: Erl. z. geol. Karte von Preußen. Lieferung 278: Blatt Hann.-Münden, Hofgeismar und Trendelburg, 1928.
LUDWIG, R.: Über den Zusammenhang der Tertiärformation in Niederhessen, Oberhessen, der Wetterau und dem Rheine. — Jber. wetterauisch. Ges. 1855 [1855a].
—: Versuch einer geograph. Darstellung von Hessen in der Tertiärzeit. — Notizbl. Ver. Erdk. u. verw. Wissensch. Darmstadt 1855 [1855b].
—: Fossile Conchylien aus d. tertiären Süßwasser- u. Meeres-Ablag. in Kurhessen, Gr.-Herz. Hessen u. d. Bayerischen Rhön. — Palaeontographica 14, 1865.
—: Sektion Alsfeld d. geol. Spezialkarte d. Großh. Hessen 1 : 50 000. Darmstadt 1869.
—: Sektion Allendorf d. geol. Spezialkarte des Großh. Hessen u. der angrenzenden Landesgebiete. 1870.

Maull, Ott.: Die Landschaft um Marburg a. d. L. in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. — Jb. Frankfurt. Vereins Geographie u. Statistik, 1919.
Menzel, P.: Über hessische fossile Pflanzenreste. — Dies. Jb. 1920, **41**. Berlin 1921.
Mordziol, C.: Die Tertiärablagerungen der Gegend von Gießen und Wieseck. — Abh. senckenberg. naturf. Ges. **29**, Frankfurt 1911.
Rosenthal: Die tertiären Abl. bei Kassel und ihre durch Basaltdurchbrüche veredelten Braunkohlenflöze. — Abh. u. Ber. **41** Ver. Naturk. Kassel 1896.
Sandberger, F.: Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. 1875.
Schindehütte, G.: Die Tertiärflora des Basalttuffs des Eichelkopfes bei Homberg a. d. Efze. — Abh. pr. geol. Landesanst. **54**, 1907.
Schottler, W.: Erläuterungen z. geol. Karte des Großh. Hessens. Blatt Gießen und Allendorf a. d. Lumda. 1913.
—: Über neues Vorkommen von Rupelton bei Rockenberg in der nördlichen Wetterau. — Notizbl. IV, **35**, S. 73, 1914.
—: Beitr. zur Geol. der nördl. Wetterau auf Grund neuer Bohrungen. — Notizbl. V, F. **4**, 1919, S. 57.
—: Beiträge zur Kenntnis des Tertiärs und der Basalte am Nord- und Westrande des Vogelsbergs, 1923.
—: Beitr. zur Kenntn. des Tertiärs u. d. Basalte am Nord- und Westrande des Vogelsbergs. — Notizbl. V, **6**, Darmstadt 1924.
—: Die Geologie von Salzhausen nebst Überblick über d. Bau der Wetterau u. d. Vogelsbergs. — Notizbl. V, **6**, S. 40, 1925.
—: Der Bau des Vogelsbergs. — Notizbl. V, **13**, S. 16, 1930.
Schröder, Eck.: Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. — Abh. pr. geol. Landesanst. **95**, 1924.
Schwarz, Fr.: Geologie der Gegend zwischen Kassel und dem Reinhardswalde. — Abh. pr. geol. Landesanst. 1930.
Speyer, O.: Die Conchylien der Kasseler Tertiärbildungen. 1870.
Stille, H.: Die saxonischen Brüche. — Abh. pr. geol. Landesanst. 1925.
Uthemann, A.: Die Braunkohlen-Lagerstätten am Meißner, Hirschberg und Stellberg. — Abh. pr. geol. Landesanst. 1892.
Wenz, W.: Die Arten der Gattung Hydrobia im Mainzer Becken. — Nachrichtsbl. deutsch. malakozool. Ges. 1913.
—: Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen. 1922.
—: Über den Zusammenhang des Mainzer Beckens mit dem Nordmeere und die Altersfrage von Meeressand und Cerithienschichten. — Zentralbl. Min. usw. 1924.

Zur Tektonik des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens

Von Alfred Stahl, Berlin

(Mit 3 Textabbildungen)

Inhalts-Übersicht:

	Seite
I. Faltungsverhältnisse	304
a) Einleitung und Problemstellung	304
b) Das scheinbare Faltengitter am Nordrande des Beckens	306
c) Das tatsächliche Umbiegen der Faltenrichtungen am nördlichen Beckenrand	308
d) Auswertung des tektonischen Befundes	311
e) Das Alter der Faltung	313
f) Ergänzung des Faltenbildes	313
g) Stratigraphische Einwände	316
II. Nachwirkungen des Faltungsdruckes	317
III. Die Sprünge	319
a) Genereller Überblick	319
b) Jüngere Bruchtektonik und Pseudo-Bruchtektonik	321
IV. Zusammenfassung und Schluß	322
V. Literatur-Verzeichnis	323

I. Faltungsverhältnisse

a) Einleitung und Problemstellung

Das oberschlesische Steinkohlenbecken wird bekanntlich im wesentlichen von zwei Faltungsrichtungen beherrscht, von denen die eine parallel zu den Ostsudeten SSW—NNO (variszisch) verläuft, die andere WNW—OSO (herzynisch). Wegen ihrer annähernden Parallelität zu den Karpathen wird die letztere auch oft als karpathische Richtung bezeichnet, jedoch soll dieser Ausdruck hier vermieden werden, um jeden Gedanken an einen ursächlichen Zusammenhang dieser Faltungsrichtung mit dem Karpathenschub von vornherein auszuschalten und zumal es sich auch gar nicht um die echte Karpathenrichtung handelt. Beide Richtungen variieren in gewissen Grenzen und sollen im folgenden der Einfachheit halber als NS- bzw. WO-Systeme bezeichnet werden[1]).

Die NS-Tektonik dominiert am westlichen Beckenrand; sie ist im Mährisch-Ostrauer, Rybniker und neuerdings auch im Gleiwitzer Gebiet näher bekannt geworden. Mindestens drei steile, mit Überschiebungen verknüpfte, kulissenförmig gebaute Sattelzonen, von denen die Orlau-Boguschowitz-Gleiwitzer und die Michalkowitz-Rybniker Sattelzone am bekanntesten sind, folgen aufeinander, getrennt durch ebenfalls NS streichende Mulden von wechselnder Breite und Tiefe. Aber schon die Tatsache, daß diese Mulden im Verlauf ihrer

[1]) Zu diesen beiden Faltungsrichtungen kommt am südlichen Beckenrand wahrscheinlich noch eine dritte, parallel zum letzteren in ONO verlaufende Richtung hinzu, die aber hier in Anbetracht der noch unzureichenden Aufschlüsse vernachlässigt werden soll.

streichenden Erstreckung sehr verschieden tief eintauchen, daß die tiefsten Einmuldungen der variszischen Faltenelemente sich auf WO gerichteten (herzynischen) Linien anordnen, wie z. B. die Jeykowitzer und Chwallowitzer Mulde oder die Ostrauer und Peterswalder Mulde, daß endlich zwischen den Muldentiefs Aufwölbungen von etwa ostwestlicher Streichrichtung durch Bohrungen nachgewiesen sind, wie z. B. der Sattel von Mschanna-Jastrzemb zwischen den Rybniker und Ostrauer Muldentiefs, spricht dafür, daß am westlichen Beckenrand neben der NS-Tektonik auch die WO-Tektonik eine beachtenswerte Rolle spielt. Besonders Patteisky (1925) und Petraschek (1928) haben hierauf mit Nachdruck hingewiesen.

Am nördlichen Beckenrand dagegen repräsentiert sich das tektonische Bild nahezu umgekehrt. Die tonangebende Faltungs-Richtung ist hier die herzynische. Allgemein bekannt ist die OW streichende Beuthener Randmulde, die durch den Flözberg-Sattelzug von Hindenburg—Königshütte—Laurahütte—Rosdzin von der großen oberschlesischen Hauptmulde abgetrennt wird. Auch dieser Flözberg-Sattel folgt ebenso wie die Beuthener Mulde und der östliche Teil der Hauptmulde generell der WO-Richtung, wenn auch im einzelnen, wie noch gezeigt werden soll, seine Richtung in weiten Grenzen schwankt. Gegenüber dem OW-System springt am nördlichen Beckenrand die NS-Tektonik weniger ins Auge, fehlt aber hier keineswegs. Das auffälligste NS-Element im Faltenbau stellt die Rudaer Mulde dar, die zwischen dem Hindenburger und Königshütter Flözberg eine NS streichende Bresche in den Flözbergzug schlägt.

Das oberschlesische Steinkohlenbecken zeigt also in den gut erschlossenen Randgebieten durchweg zwei fast rechtwinklig aufeinanderstoßende Faltungsrichtungen, von denen am westlichen Beckenrand die nordsüdliche, am nördlichen die ostwestliche dominiert, aber stets in mehr oder weniger starker Kombination mit der anderen Richtung auftritt.

Die interessante Frage nach den Altersbeziehungen der beiden Faltungsrichtungen ist bereits oft diskutiert, aber sehr verschieden beantwortet worden. Michael (1913), der von der Vorstellung eines allmählichen Ausklingens der interkarbonen Faltung auf der Wende zwischen Randgruppen- und Muldengruppen-Sedimentation beherrscht war, mußte folgerichtig die NS-Faltung, die ja vorzugsweise die Randgruppe des Westens betroffen hat, für die ältere halten, die OW-Faltung für jünger. Petraschek dagegen, der nachwies, daß Michael's Voraussetzung nicht den Tatsachen entspricht, da die NS-Faltung auch die Muldengruppe in gleicher Weise betroffen hat wie die Randgruppe, sieht in Übereinstimmung mit Patteisky, der diese Frage am eingehendsten erörtert hat, in der OW-Tektonik das ältere Faltenelement. Die NS-Tektonik schreiben Patteisky (1925) und Petraschek (1928) dagegen einer etwas jüngeren, freilich auch noch intrakarbonischen Faltungsphase zu[2]). Diesem Standpunkt schloß sich zunächst auch v. Bubnoff (1926) an, ebenso in gewissem Sinne Niemczyk (1930), auf dessen stratigraphische Beweisführung später noch eingegangen werden soll. Eine ähnliche Vorstellung vertritt auch Kampers (1931), der den oberschlesischen Gebirgsbau durch umstauende Deformation eines ursprünglich herzynisch streichenden und in dieser Richtung gewellten Beckens infolge eines späteren, westlichen (sudetischen) Druckes zu erklären versucht.

---

[2]) Neuerdings neigt Patteisky dazu, die (ältere) O—W-Faltung als eine anorogene Undation im Sinne Stille's anzusprechen (1928).

Einen anderen Standpunkt nehmen demgegenüber CLOOS (1922) und BEDERKE (1930) ein. Von der Erkenntnis ausgehend, daß die Faltenzüge der Ostsudeten nicht nach NW in die Westsudeten umbiegen, sondern gegen NNO in die schlesische Ebene ausstrahlen und dort offenbar nach O umschwenken, um Anschluß an das OSO streichende polnische Mittelgebirge zu suchen, gelangte besonders BEDERKE zur Vorstellung eines ostsudetischen Sondergebirgsbogens, der das oberschlesische Steinkohlenbecken im Norden umschlingt. Ebenso wie dieser Faltenstrang aus der SN- in die WO-Richtung umbiegt, ist nach BEDERKE auch zu erwarten, daß die Faltung des oberschlesischen Karbons aus der SN-Richtung gegen Osten in die WO-Richtung umlenkt. Die beiden Faltenrichtungen wären danach gleichzeitig, wären das Produkt eines einheitlichen Faltungsvorganges, der infolge des bogenförmigen Verlaufes der ostsudetischen Sonderschlinge im wesentlichen durch zwei gegeneinander gerichtete Druckwirkungen erzeugt wurde.

Es stehen sich also gegenwärtig im wesentlichen zwei Auffassungen über den oberschlesischen Faltenbau gegenüber:

1. die Annahme zweier verschiedenaltriger, sich kreuzender Faltungen (PATTEISKY und PETRASCHEK) und

2. die Annahme einer Gleichzeitigkeit zweier Faltungsrichtungen als Produkt eines einheitlichen, durch zweiseitigen Druck entstandenen Faltungsvorganges (BEDERKE, neuerdings auch v. BUBNOFF, 1930).

Die erstere Auffassung setzt für Oberschlesien eine wirkliche Kreuzung zweier Faltungen voraus, also ein echtes Faltengitter. Nach der zweiten dagegen müßten die Faltenelemente aus der einen in die andere Richtung umbiegen, eine eigentliche Kreuzung wäre nicht zu erwarten.

Wer zu dieser Frage Stellung nehmen will, muß sich von vornherein darüber klar sein, daß eine Klärung lückenlose bergbauliche Aufschlüsse voraussetzt. Denn bei großzügiger, nicht ins einzelne gehender Betrachtung des geologischen Bildes scheint in Oberschlesien durchweg ein Faltengitter vorzuliegen, sowohl am westlichen Beckenrande wie am nördlichen. Galt doch z. B. das Auftreten der NS streichenden Rudaer Mulde quer zum Zuge des Flözbergsattels bisher geradezu als ein Musterbeispiel für ein Faltenkreuz. Und doch werden wir sehen, daß die Dinge in Wirklichkeit ganz anders liegen. Den westlichen Beckenrand muß ich mangels eigener Kenntnis aus den folgenden Erörterungen so gut wie ganz ausschließen, aber die Verhältnisse an dem mir näher bekannten Nordrand sind eindeutig genug, um zu der aufgeworfenen Frage kritisch Stellung nehmen zu können.

Wenden wir uns deshalb jetzt dem nördlichen Beckenrand zu.

b) Das scheinbare Faltengitter am Nordrande des Beckens

MICHAEL (1913) gliederte die Beuthener Mulde in drei Abschnitte: einen westlichen von Biskupitz bis Karf, einen mittleren von Karf bis Roßberg und einen anschließenden östlichen Teil. Dieser Gliederung legte er zwei Aufwölbungen in der Beuthener Mulde („Muldensättel") zugrunde, eine westliche zwischen Preußengrube und Karsten-Zentrum-Grube, d. h. zwischen Miechowitz und Karf, und eine östliche im Ostfeld der Heinitzgrube. Diese Aufwölbungen wollte er mit den Flözbergen von Hindenburg und Königshütte in genetische Beziehung bringen, also eine Art Querfaltung damit belegen, die den Flözbergsattel und die Beuthener Mulde kreuzt. Diesen Gedanken hat neuerdings KAMPERS (1930) wieder aufgegriffen und noch eindeutiger formuliert. Der

Kritik kann diese Auffassung in keiner Weise standhalten. Die angebliche Aufwölbung in der Beuthener Mulde bei Roßberg existiert nach Ausweis der neueren Aufschlüsse der Heinitzgrube tatsächlich gar nicht, sondern wird lediglich durch große Brüche vorgetäuscht. Andererseits läßt sich die bergbaulich festgestellte Karfer Aufwölbung nach den vorhandenen bergbaulichen Aufschlüssen nicht mit dem Hindenburger Flözberg in Zusammenhang bringen; ein Blick auf eine großmaßstäbliche Flözkarte genügt, um diesen Gedanken abzulehnen. Im übrigen würden auch die beiden Verbindungslinien: Hindenburger Flözberg—Karf und Königshütter Flözberg—Roßberg ein ganz verschiedenes Streichen aufweisen. Konstruktionen von Faltengittern in diesem Sinne werden also nicht durch Tatsachen gestützt und sind nicht weiter diskutabel.

Wesentlich größeres Interesse beansprucht die Frage: Kreuzt die Rudaer Mulde den Flözbergsattel und die Beuthener Mulde? Sie müßte es tun, wenn sie ein jüngeres Faltenelement gegenüber der OW streichenden Beuthener Mulde darstellte. Tatsächlich gelingt es nicht, die Senke der Rudaer Mulde in der Beuthener Mulde wiederzufinden. Die Achse der Rudaer Mulde zielt in ihrer Verlängerung etwa auf die Gegend von Karf hin. In dieser Gegend zeigt die Beuthener Mulde keineswegs eine Quertiefe, ganz im Gegenteil findet sich hier bzw. wenig westlich, wie ja bereits erwähnt, eine Aufwölbung im Inneren der Mulde. Von einer Kreuzung der Beuthener Mulde durch die Rudaer Mulde kann deshalb keine Rede sein, die Rudaer Mulde hat keine Fortsetzung in die Beuthener Mulde hinein. Das wird besonders klar, wenn man einmal den Verlauf des Flözbergsattels näher ins Auge faßt. Dieser Sattel wird auf vielen Übersichtskarten, zuletzt auf der Übersichtsskizze von Niemczyk (1930), mit regelmäßigem OW-Streichen angegeben. Das entspricht aber nicht den Tatsachen. Der westliche Teil des Sattels, der Hindenburger Sattel, streicht vielmehr nach Ausweis der Grubenaufschlüsse, wie auch die Flözkarten richtig angeben, SW—NO bis SSW—NNO. Seine Achse verläuft in der Richtung Hindenburg—Rudahammer. Hier schwenkt sie nach O um und weiterhin nach SO in der Richtung auf den Königshütter Flözberg. Erst von hier ab hat sie ein regelmäßigeres OSO-Streichen über Laurahütte nach Rosdzin. Der Flözbergsattel beschreibt also zwischen Hindenburg und Königshütte einen nach S offenen Bogen[3]), und diesem Bogen paßt sich die Rudaer Mulde als Spezialmulde der großen Hauptmulde zwangsläufig ein. Der bogenförmige Verlauf der Sattellinie ist die Veranlassung zur Entstehung der NS streichenden Rudaer Mulde. Letztere kann daher nördlich der Sattellinie keine Fortsetzung haben, sie kreuzt also den Sattel nicht und ebensowenig die nördlich folgende Beuthener Mulde. Die Rudaer Mulde ist somit ein vollgültiger Beweis für die Auffassung, daß NS- und OW-Tektonik sich nicht kreuzen, sondern ineinander übergehen infolge Richtungsänderung eines einheitlichen Faltungsprozesses.

Auch die Beuthener Mulde als solche zeigt bereits in ihrer Gestaltung eine Kombination von OW- mit NS-Tektonik. Das hakenförmige Umbiegen ihres westlichen Teiles aus der OW- in die NS-Richtung ist so auffällig, daß es schon wiederholt in den Kreis der Erörterungen gezogen wurde. Bederke (1930) faßt es als Beweis für das Umlenken der oberschlesischen Faltung aus der einen in die andere Richtung auf, Kampers (1931) sieht darin eine jüngere

[3]) Vgl. hierzu auch Skizze 3 auf S. 315.

Deformation eines ursprünglich OW gerichteten Beckens. Das Umbiegen der Beuthener Mulde in die SSW-Richtung steht in vollem Einklang mit den Verhältnissen des Flözbergsattels, dessen westlichster Teil, der Hindenburger Sattel, ja ebenfalls nach obigen Ausführungen gegen SSW umschwenkt. Da das Umbiegen aus der einen in die andere Richtung sich sehr regelmäßig und ohne Komplikationen vollzieht, hat die Annahme, daß beide Richtungen gleichzeitiger Entstehung sind, am meisten Wahrscheinlichkeit für sich. Spätere Deformation einer bereits in anderer Richtung geformten Mulde würde wohl andere Erscheinungsformen bedingen. Zum mindesten müßte man in diesem Falle auch erwarten, daß die NS-Tektonik des westlichen Teiles der Beuthener Mulde, der fast rechtwinklig gegen die Hauptmulde gerichtet ist, in dieser noch eine Fortsetzung hat, was indessen nach den vorhandenen Aufschlüssen zu verneinen ist. Das volle Verständnis für die merkwürdige Umbiegung der Beuthener Mulde, sowie für ihr plötzliches Herausheben und die Aufrichtungserscheinungen an ihrem W- und NW-Rand wird allerdings erst durch weitere Überlegungen möglich, die im folgenden angestellt werden sollen.

c) Das tatsächliche Umbiegen der Faltenrichtungen am nördlichen Beckenrand

Wohl am verwirrendsten wirkt auf den Beschauer des oberschlesischen Flözbildes das Nebeneinander von NS- und OW-Tektonik im Gebiet westlich und nordwestlich von Hindenburg. Hier hat der Querschlag der Concordia-Grube zum Mathesdorfer Wetterschacht in den Ostrauer Schichten eine ausgesprochene NS-Tektonik nachgewiesen. Nur wenige Kilometer südlich davon im Felde der Delbrückschächte dagegen zeigen die Sattel- und Muldengruppen-Flöze einen recht regelmäßigen ostwestlichen Verlauf. Daß auch hier beide Faltungsrichtungen ineinander übergehen werden, läßt sich bereits aus den Lagerungsverhältnissen der Öhringen-Grube vermuten (vgl. hierzu die Flözkarte 1 : 50 000 des Oberbergamts Breslau, die neue schöne Flözkarte des O.-S. Berg- u. Hüttenmänn. Vereins in Gleiwitz oder die sehr übersichtliche Anlage 5 in NIEMCZYK's Arbeit „Die Ostrauer Schichten in der Gleiwitzer Sattelzone, Borna-Leipzig 1929).

Die bergbaulichen Aufschlüsse in der fraglichen Gegend sind heute bereits so weit gediehen, daß es möglich ist, in annähernden Zügen das Faltenbild zu rekonstruieren. Die Markscheiderei der Berginspektion III in Hindenburg hat das Verdienst, sich dieser bedeutsamen Aufgabe unterzogen zu haben. Eine weitere, in den wesentlichen Zügen ähnliche Konstruktion hat auch NIEMCZYK auf seiner oben genannten, vorbildlichen Karte (1929) durchgeführt und die nachgewiesenen Flözteile in einer Weise in Zusammenhang gebracht, der im großen ganzen fraglos zuzustimmen ist. Allerdings steht die tektonische Auswertung seiner Konstruktion mit dieser selbst nicht ganz in Einklang. So ist es nach dieser Konstruktion nicht gerechtfertigt, die Muldenlinie, die den Concordia-Querschlag etwa auf halbem Wege kreuzt, in die Hauptmulde hinein zu verlängern. Gerade im Verein mit dieser letzteren Überlegung drängen sich zwei Fragen auf, die NIEMCZYK nicht genügend gewürdigt hat: Wo bleibt die Beuthener Mulde im W, wo der Hindenburger Sattel?

Zur Lösung dieser Probleme ist es zunächst nötig, die einzelnen bergbaulich nachgewiesenen Faltenelemente einer kurzen Betrachtung zu unterziehen. Die Querschläge im W-Feld der Concordia-Grube haben in den Andreas-Flözen der oberen Ostrauer Schichten, wie durch NIEMCZYK's Profile näher bekannt

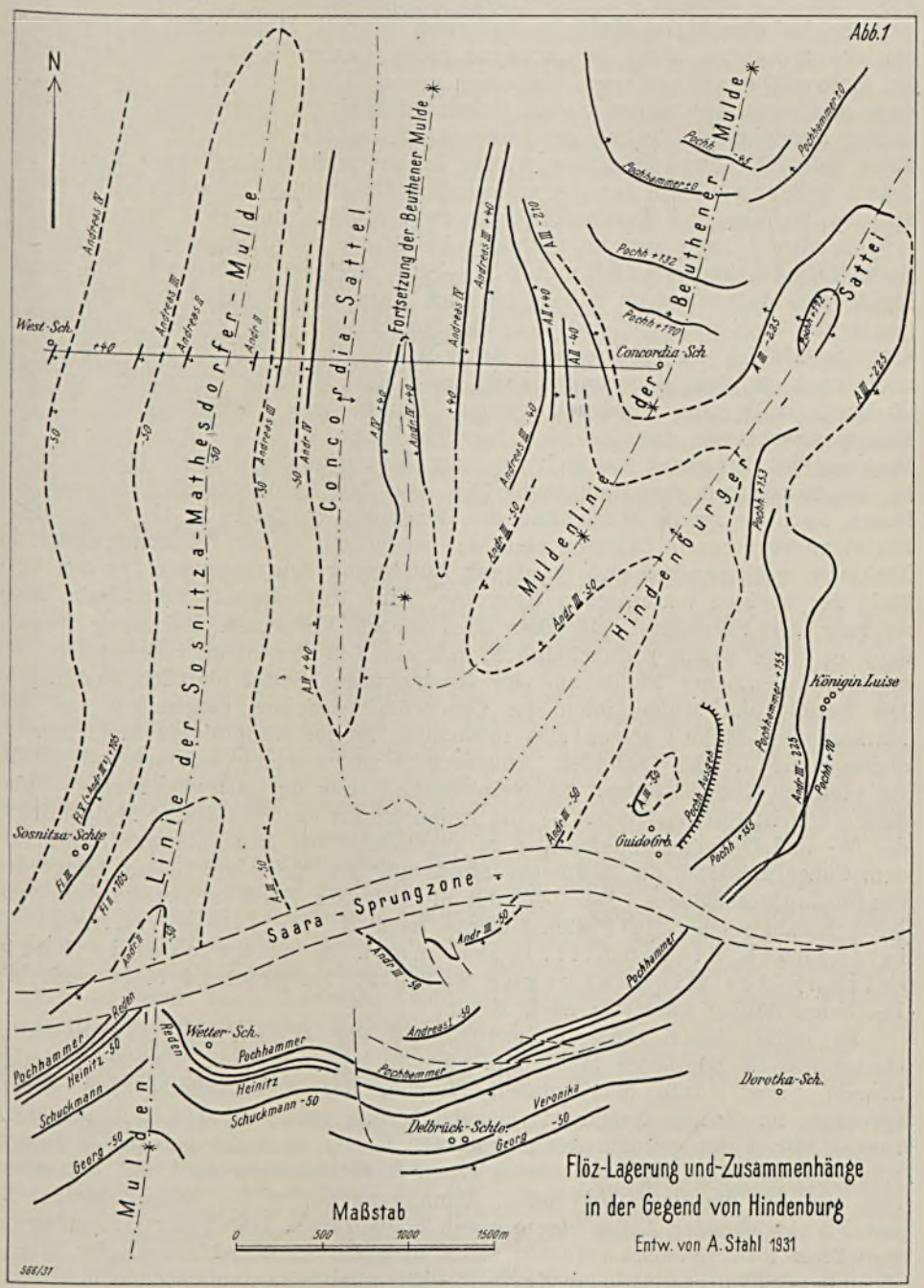


Abb. 1
N
West-Sch.
Concordia-Sch.
Fortsetzung der Beuthener Mulde
Concordia-Sattel
Linie der Sosnitza-Mathesdorfer-Mulde
Muldenlinie der Beuthener Mulde
Hindenburger Sattel
Königin Luise
Guido Grb.
Sosnitza-Schte
Saara-Sprungzone
Wetter-Sch.
Delbrück-Schte.
Dorotka-Sch.
Pochhammer
Heinitz
Schuckmann
Georg
Reden
Veronika
Maßstab
0 500 1000 1500m
Flöz-Lagerung und-Zusammenhänge
in der Gegend von Hindenburg
Entw. von A. Stahl 1931

Abb. 1.

geworden ist, folgendes Faltungsschema von nordsüdlicher Streichrichtung festgestellt: Auf eine breite Mulde im äußersten W (östl. Mathesdorf) folgt gegen O der von NIEMCZYK näher beschriebene große Concordia-Sattel. Er wird etwa auf halber Querschlagslänge von einer neuen, kleineren Mulde abgelöst und diese wiederum von einem Sattel, jenseits dessen der Querschlag in der Beuthener Mulde steht. Östlich des Concordia-Schachtes heben sich die Andreas-Flöze mit NNO-Streichrichtung wieder heraus zum Hindenburger Sattel, auf dessen O-Seite sie dann zur oberschlesischen Hauptmulde hinabfallen. Es liegen also im W-Felde der Concordia-Grube zwei Mulden und zwei Sättel mit NS streichenden Achsen vor, im Ostfelde eine Mulde (Beuthener Mulde) und ein Sattel (Hindenburger Sattel) mit NNO—SSW streichenden Achsen. Die große Mulde von Mathesdorf im W-Feld ist nach Ausweis der Aufschlüsse der Öhringen-Grube eine nach N ausbauchende Sondermulde der großen Hauptmulde (Sosnitza-Mulde), ihre Achse setzt daher in die Hauptmulde hinein, wie das ja auch noch in den Lagerungsverhältnissen der Muldengruppenflöze auf der Öhringen-Grube zum Ausdruck kommt. Die übrigen Faltenelemente des W-Feldes sowohl wie des O-Feldes dagegen haben keine Fortsetzung in die Hauptmulde. NIEMCZYK hat sich zwar durch eine untergeordnete Bogenbildung in den Sattelflözen der Hauptmulde NW von den Delbrückschächten verleiten lassen, auch die zweite Muldenlinie des Concordia-Westfeldes in die Hauptmulde hinein zu verlängern, indessen steht das weder mit seiner Flözkonstruktion in Einklang, noch ergeben sich bei dieser Auffassung Anhaltspunkte für den Verbleib der übrigen tektonischen Elemente. Eine befriedigende tektonische Auswertung des Flözbildes muß aber allen diesen Elementen Rechnung tragen, denn es wäre wenig wahrscheinlich, daß ein Teil derselben, insbesondere die markante Beuthener Mulde und der Hindenburger Sattel plötzlich ausklingen. Die Sattel- und Muldenlinien des Concordia-Westfeldes (abgesehen von der Mathesdorfer Mulde) setzen also tatsächlich in die Hauptmulde nicht hinein, ebensowenig die des Ostfeldes. Andererseits ist es wenig wahrscheinlich, daß sie plötzlich verschwinden. Es bleibt deshalb nur der Ausweg übrig — und dieser Schritt löst das Rätsel —, die freien Enden der Sattel- und Muldenlinien des W- und O-Feldes miteinander zu verbinden: den Hindenburger Sattel mit dem Concordiasattel, die Beuthener Mulde mit der Mulde auf halber Länge des Concordia-Querschlages. Das bedeutet ein scharfes Zurückschwenken der von NNO heranstreichenden Faltenelemente nach N. Der Concordiasattel ist danach die unmittelbare, nach N umknickende Fortsetzung des Hindenburger Sattels. Entsprechend biegt auch die Beuthener Mulde knieartig nach N um.

Es bedarf kaum eines Hinweises, daß der Hindenburg-Concordia-Sattel ebenso wie die Beuthener Mulde nun nicht in infinitum nach N weiterverlaufen können. Das würde dem ganzen Bauplan des Steinkohlenbeckens widersprechen, im übrigen haben wir ja auch bereits genug scharfe Richtungsänderungen der Faltungslinien kennengelernt. Es ist vielmehr beinahe selbstverständlich, daß die Sattellinie wieder gegen SSW umbiegen wird, und tektonisch läßt sich das unschwer begründen. Denn ganz analog der Rudaer Mulde, die mit NS streichender Achse einem gegen S geöffneten Bogen der Hindenburger Sattellinie ihre Existenz verdankt, setzt auch die Sosnitza-Mathesdorfer Mulde, die mit nördlich ansteigender Achse (8—12°) eine ganz ähnliche nördliche Ausbauchung der Hauptmulde darstellt, einen nach S offenen Bogen der sie erzeugenden Sattellinie voraus. Der Hindenburg-Concordia-Sattel muß also west-

lich des Concordia-Westschachtes mit SSW-Streichen wieder zurückschwenken, wobei die Frage, wieweit die Sosnitza-Mulde gegen N reicht, mangels Aufschlüssen offen bleiben muß. Auf die genannte Gegend westlich Mathesdorf zielt aber von SSW her — vielleicht unter öfteren Stauchungen — eine andere bekannte, namhafte Sattelzone hin, nämlich die Gleiwitzer Sattelzone, und es kann nach diesen Verhältnissen kaum noch zweifelhaft sein, daß der Gleiwitzer Sattel als die wieder nach SSW umbiegende Fortsetzung des Concordia-Sattels anzusprechen ist. Gleiwitzer Sattelzone, Concordia-Sattel, Hindenburger Sattel und Königshütte-Rosdziner Sattel sind also als ein einheitliches Faltenelement zu deuten, das unter häufiger Knickung aus der NS-Richtung im Westen in die OW-Richtung im Osten umschwenkt. Der Gleiwitzer Sattel wird bekanntlich von Niemczyk (1930), Brandenberg (1917) und Makowsky (1926) mit der Boguschowitzer und diese wieder mit der Orlauer Sattelzone identifiziert, eine Auffassung, der sich Verf. nur anschließen kann. Damit rollt sich das interessante Bild einer durch ganz Oberschlesien durchlaufenden Sattelbildung auf, die im W generell variszisches Streichen hat, im O aber allmählich in die herzynische Richtung übergeht. Das von Bederke bereits vermutete Umbiegen der oberschlesischen NS-Tektonik in die OW-Tektonik, parallel zum Beckenrand, wird damit zur Gewißheit, und die Gleichzeitigkeit beider Faltungsrichtungen ergibt sich ohne weiteres.

d) Auswertung des tektonischen Befundes

Die Faltungsverhältnisse Oberschlesiens fügen sich danach voll und ganz dem großtektonischen Schema ein, das Cloos und vor allem Bederke (1930), von der Sudetenforschung ausgehend, für das Steinkohlenbecken vorgezeichnet haben. Beide postulieren bekanntlich das Ausstrahlen der Ostsudeten in die schlesische Ebene nach NNO und ihr allmähliches Umbiegen nach OSO in der Richtung auf das polnische Mittelgebirge, eine Auffassung, der die praktische Bedeutung zukommt, daß eine ehemalige Verbindung Oberschlesiens nach NW mit dem rheinisch-westfälischen Karbon abzulehnen ist und ein Zusammenhang mit anderen Karbonprovinzen vielmehr über die Karpathen und den Balkan nach Osten gesucht werden muß. Bekanntlich sieht Bederke in dem Ostsudetenbogen nicht einen Teil des in S-, W- und Mitteldeutschland verbreiteten, nordwärts bewegten variszischen Hauptstammes, sondern ein Teilstück eines südwärts bewegten, den Dinariden vergleichbaren Südstammes[4]). Das im Inneren des ostsudetischen Sonderbogens gelegene oberschlesische Steinkohlenbecken ist somit nach Bederke keine „Rücktiefe", sondern ebenso wie das niederrheinisch-westfälische Kohlenbecken eine echte „Vortiefe" im Sinne Stille's (1924). Der Druck, der das oberschlesische Steinkohlenbecken faltete, stammt daher nach Bederke von außen, einerseits aus den Ostsudeten

[4]) Die südliche bzw. südwestliche Fortsetzung dieses Gebirgsbogens sucht Bederke in den karbonischen Alpen. Über die östliche Fortsetzung spricht er sich nicht aus. Das Wiederherausheben des produktiven Karbons im S des oberschlesischen Beckens unter den Beskiden und die hier festgestellten Faltungsverhältnisse legen m. E. den Gedanken nahe, daß der Ostsudetenbogen aus der Gegend des polnischen Mittelgebirges zunächst noch einmal nach SW zurückkehrt in der Richtung auf die Tatra, um erst dann endgültig scharf nach O umzuschwenken in Richtung auf die alten, offenbar südwärts bewegten Faltenkerne der Ostkarpathen. Der Ostsudetenbogen würde danach in sehr engen Beziehungen zu den „Paläokarpathen" stehen.

von W, andererseits aus dem polnischen Mittelgebirge und seiner heute verhüllten westlichen Fortsetzung von NNO. Die tatsächlichen Faltungsverhältnisse des oberschlesischen Karbonbeckens lassen sich mit dieser Auffassung BEDERKE's recht gut in Einklang bringen, die beiden Druck-Komponenten, von denen die westliche die stärkere war, erklären das erörterte Faltenbild vollauf. Es paßt durchaus in den Rahmen dieser Vorstellungen hinein, ja bestätigt sie noch weiterhin, daß die Umbiegung der Falten aus der NNO- in die OSO-Richtung nicht regelmäßig erfolgt, sondern — dem zweiseitigen, konvergenten Druck von außen entsprechend — unter starken Stauchungserscheinungen besonders in dem Umbiegungswinkel. Denn als solche Stauchungen hat man den gewundenen bzw. geknickten Verlauf der Gleiwitz-Concordia-Hindenburger Sattellinie anzusprechen, und diese Stauchungen, die immer wieder von der einen der beiden Faltungsrichtungen in die andere überleiten, sprechen wohl am beredtesten für das gleichzeitige Alter beider Richtungen.

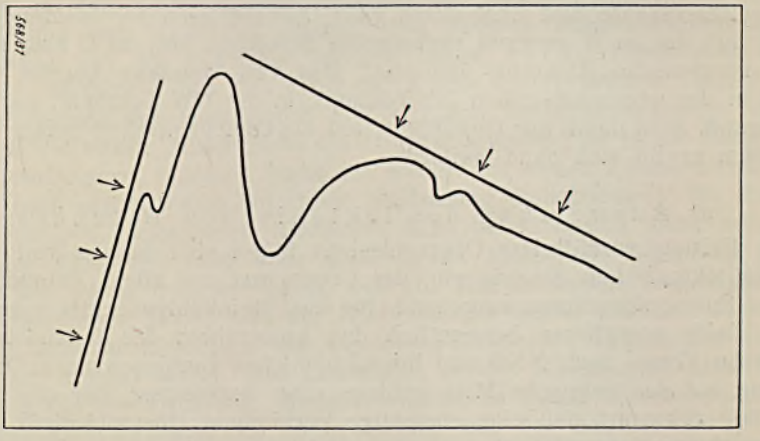


Abb. 2. Schematische Skizze zur Veranschaulichung der Stauchfalten-Bildung.

Die von BEDERKE's Auffassung abweichende Vorstellung v. BUBNOFF's (1930), daß die Bewegung des variszischen Gebirgsbogens regional in nördlicher Richtung erfolgte, infolge lokalen Widerstandes an den altversteiften Massen Böhmens und der russischen Tafel aber in östlich und südlich gerichtete Bewegungen umgestaut wurde, kommt im Faltungseffekt ungefähr auf dasselbe hinaus wie BEDERKE's Ableitung. Schwierig wird allerdings bei dieser Vorstellung die auch durch v. BUBNOFF geforderte Auffassung des oberschlesischen Beckens als einer typischen Vortiefe des Gebirges. Denn der primäre Druck müßte ja danach von der Innenseite des Bogens, also vom Becken ausgegangen sein.

Dieser letzteren Auffassung neigt insbesondere KAMPERS (1931) zu, der das oberschlesische Steinkohlenbecken deshalb auch folgerichtig als eine Art „Rücktiefe" anspricht, die sich im Innern des Ostsudetenbogens bei dessen nordwärts gerichtetem Vorschub herausbildete. Der Faltungsdruck im oberschlesischen Karbonbecken müßte danach zunächst von innen nach außen gewirkt haben, dann aber durch Rückstau an den alten Massiven in einen von außen nach innen gerichteten umgewandelt worden sein. Manche Einzelheit im tek-

tonischen Bau Oberschlesiens kann mit dieser Forderung gut in Einklang gebracht werden. So ist nicht zu bestreiten, worauf später z. T. noch näher eingegangen werden soll, daß die augenfälligsten Wirkungen des Außendruckes vom Ende der Faltungsperiode herrühren (Überkippung am N-Rand der Beuthener Mulde, östliche Überkippung der Sattelfalten am westlichen Beckenrand, flache, gegen W einfallende Schubstörungen nach Art der Concordia-Überschiebung). Andererseits finden sich in dem sonstigen Faltenbau Elemente, die der Existenz eines Innendruckes das Wort reden könnten: Nach W überkippte Falten im Kulm des Gesenkes (Patteisky, Kettner, Knopp), eine Art Schuppenbau mit steil östlich geneigten Überschiebungen am O-Rand der Gleiwitzer Sattelzone (Niemczyk)[5]), endlich die Tatsache, daß der S-Rand der Beuthener Mulde, wenn man von der lokalen Überkippungszone im NW absieht, im allgemeinen steiler gestellt ist als der N-Rand (Kampers).

Auch auf der Grundlage solcher Überlegungen würde sich keine wesentlich andere Beurteilung der Frage nach den Altersbeziehungen der Faltenrichtungen ergeben, an der Gleichaltrigkeit der NS- und OW-Tektonik müßte nach wie vor festgehalten werden. Ebenso würden sich auch die geschilderten Stauchungen der Falten durch Kombination eines nördlich gerichteten Vorschubes mit von W und NNO her wirkenden Gegendrücken recht gut erklären. Gewisse Schwierigkeiten würde aber bei derartigen Erklärungsversuchen die Tatsache machen, daß unter der Annahme eines generell nördlich gerichteten Bewegungsvorganges das oberschlesische Steinkohlenbecken nicht — wie z. B. das rheinisch-westfälische — vor, sondern hinter den wandernden Falten zu liegen käme. In dieser Hinsicht ist jedenfalls Bederke's Erklärung, nach der das Ausklingen der Faltung in der Richtung auf das Innere des Beckens ohne weiteres verständlich ist, wesentlich widerspruchsloser und einfacher. Für das letzte Stadium der Faltung kommen beide Auffassungen im praktischen Effekt auf dasselbe hinaus.

e) Das Alter der Faltung

Zeitlich dürfte die oberschlesische Faltung der asturischen Phase Stille's zuzuweisen sein. Von älteren Faltungen ist das oberschlesische Karbon offenbar nicht betroffen worden, da sowohl der Kulm im W konkordant vom Oberkarbon überlagert wird, als auch die viel erörterte Frage einer Diskordanz zwischen Rand- und Muldengruppe zum mindesten für Deutsch-Oberschlesien sicher zu verneinen ist. Der auffällige Wechsel in den Sedimentationsverhältnissen, der mit den Sattelflözen plötzlich beginnt (Aufhören der marinen Horizonte, große Flözmächtigkeiten, grobe Konglomeratablagerungen) im Verein mit dem scharfen Florenwechsel läßt sich auch durch epirogenetische Bewegungen befriedigend erklären. Deshalb liegt auch m. E. kein Grund vor, die etwas gezwungenen Vorstellungen v. Bubnoff's (1930), die in einem kontinuierlichen Wandern der Faltung von W nach O gipfeln, zu akzeptieren.

f) Ergänzung des Faltenbildes

Wir haben bisher lediglich das innerste der großen Faltenelemente, den Orlau-Boguschowitz-Gleiwitz-Concordia-Hindenburg-Königshütter Sattel betrachtet und für die Gesamttektonik ausgewertet. Es ist von vornherein wahrschein-

[5]) Petraschek bezeichnet diese Störungen als „Übersprünge" (1930).

lich, daß auch die übrigen großen Sattelzonen mit den dazwischen liegenden Mulden einen ganz ähnlichen Verlauf nehmen werden. Der Michalkowitz-Rybniker Sattel ist offenbar bisher auf der Gleiwitzer Grube noch nicht erschlossen, die westlichsten Aufschlüsse bewegen sich dort noch in einer Mulde, die nach ihrer Lage der Peterswalde-Chwallowitzer Mulde entsprechen würde. Sie taucht aber bei Gleiwitz nicht sehr tief ein, einstweilen sind nach NIEMCZYK's grundlegenden Untersuchungen nur Flöze aus der Oberstufe der unteren Ostrauer Schichten erschlossen. Es ist jedoch anzunehmen, daß sich die Mulde gegen NO vertiefen wird; sie entspricht ja nach ihrer tektonischen Stellung der Beuthener Mulde, die durch die Stauchfalte des Concordiasattels abgeknickt und nach N abgedrängt wird. Über den östlichen Verlauf des Michalkowitzer Sattels fehlen im N sichere Anhaltspunkte. Nur viel weiter östlich, in der Gegend von Psary (N Bendzin) im früheren Russ.-Polen sind nach Ausweis der Flözkarten Randgruppenflöze in typischer Synklinalstellung erschlossen worden. Hier liegt also eine Muldenbildung vor, die mit der Jeykowitzer Mulde in Zusammenhang zu bringen wäre, und südlich von Psary eine Antikline, die man nach dem Gesamtbild wohl unbedenklich als Fortsetzung des Michalkowitzer Sattels ansprechen kann. Im übrigen läßt sich dessen Lage nur in Analogie mit dem weiter südlich verlaufenden Orlau-Hindenburger Sattel vermuten. Es ist aber wohl kein Fehlschluß, wenn man annimmt, daß auch diese Sattelzone die Stauchungen mitgemacht hat, daß sie also in der Richtung auf Hindenburg einen energischen Vorstoß gegen S machen dürfte[6]), vielleicht noch stärker als der Concordia-Hindenburg-Sattel, weil näher dem Beckenrande bzw. dem Druckherd gelegen. Dieser scharfe Vorstoß des Sattels gibt den Schlüssel für das Verständnis der merkwürdigen Verhältnisse am N- bzw. NW-Rand der eigentlichen Beuthener Mulde. Er erklärt das hakenförmige Umbiegen aus der OW- in die NS-Richtung, die Steilaufrichtung und teilweise Überkippung am nördlichen Muldenrand, endlich auch die plötzliche, steile Heraushebung der Sattelflöze. Die Beuthener Mulde ist hier in der Gegend zwischen Mikultschütz und Hindenburg durch die Stauchung gewissermaßen abgequetscht und herausgepreßt worden. Ihre Fortsetzung gegen N, entlang dem Concordia-Sattel, ist stark zusammengepreßt und verdrückt und als Beuthener Mulde kaum noch wiederzuerkennen. Aber jenseits des scharfen Muldenknickes wird ja die Tektonik wieder ruhiger, und es ist zu erwarten, daß die Mulde weiterhin wieder normalere Ausbildung zeigen und sich wiederauftun wird. Verf. erwartet eine breitere, tiefer eingesenkte und weniger gepreßte Form der verlängerten Beuthener Mulde in der Gegend N von Schakanau bei Ziemientzitz. Ob man in dieser Gegend wieder mit dem Auftreten von Sattelflözen zu rechnen haben wird, läßt sich natürlich nicht mit Bestimmtheit voraussagen. Es ist bemerkenswert, daß einige alte Fundbohrungen (insbesondere Pluto und Diana) hier 4—5 m starke Flöze nachgewiesen haben sollen. Wenn es sich dabei auch um unsichere Resultate von Meißelbohrungen handelt, so ist doch von Interesse, daß auch PETRASCHEK (1930) kürzlich auf gewisse Möglichkeiten an der genannten Stelle hingewiesen hat. Jetzt, wo die tektonischen Überlegungen eine Fortsetzung und ein Wiederauftun der Beuthener Mulde in dieser Gegend wahrscheinlich machen, erscheint es immerhin angebracht, die Aufmerksamkeit des Bergbaues auf die fraglichen Felder zu lenken und die Vornahme einer Kontroll-

[6]) Im Concordia-W-Querschlag ist seine südliche Spitze zwischen der Beuthener Mulde und ihrer nach N abgeknickten Fortsetzung überfahren!

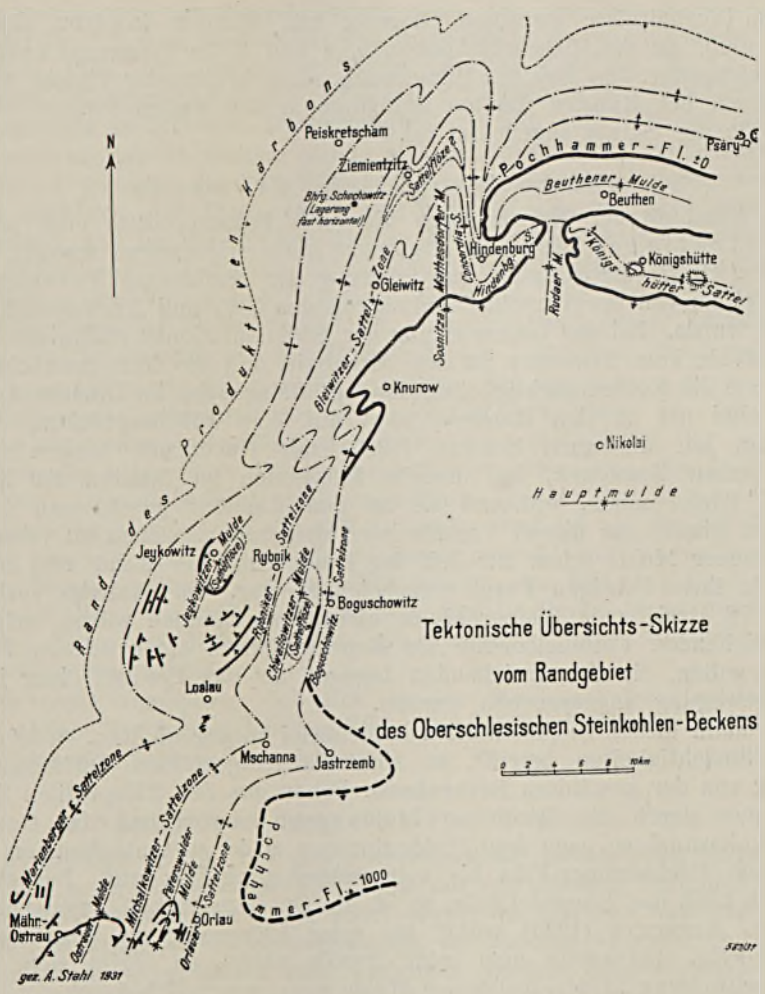


Abb. 3.

Kernbohrung zu empfehlen, zumal das Deckgebirge dort kaum 200 m mächtig ist. Örtlich begrenzt würde das zu erhoffende Vorkommen von Sattelflözen auf alle Fälle sein, denn bei Gleiwitz schließt sich ja die Mulde bereits tief in den Ostrauer Schichten; aber zwischen Gleiwitz und Wieschowa klafft noch eine breite Lücke, die Überraschungen in positivem Sinne wohl zuläßt, besonders wenn man berücksichtigt, daß die Beuthener Mulde kurz vor ihrer Zerknickung und Herauspressung ihre größte Tiefe aufzuweisen hat (Pochhammerflöz bei Wessola bei — 800 m).

Das auf Grund der vorgetragenen Überlegungen dem Verf. vorschwebende Gesamtbild des oberschlesischen Faltenbaues ist auf Skizze 3 zum Ausdruck gebracht. Zu bemerken ist dabei noch, daß nach der neu gewonnenen Auffassung von der durch Niemczyk (1929) gegebenen Darstellung der tek-

tonischen Verhältnisse zwischen Gleiwitz und Knurow insofern abgegangen werden muß, als den Überschiebungen b, c und d der NIEMCZYK'schen Karte ein abweichender, den Bau der Hauptmulde nicht kreuzender Verlauf zuerkannt wird. Auch bei Knurow dürften Stauchungen der Faltenelemente vorliegen, wie das in der Skizze angedeutet ist.

g) Stratigraphische Einwände

Vor Abschluß der Erörterungen über das Faltenproblem muß jetzt noch auf ein stratigraphisches Argument kurz eingegangen werden, das von NIEMCZYK (1930) ursprünglich zur Stützung der Auffassung PATTEISKY's und PETRASCHEK's von der Verschiedenaltrigkeit der OW- und NS-Tektonik geltend gemacht wurde. Bei der Untersuchung der Sedimentationsverhältnisse der Beuthener Mulde kam NIEMCZYK zu dem Ergebnis, daß die Gesteinsmächtigkeiten sowohl wie die Kohlenmächtigkeiten der Sattelflözgruppe im Inneren der Mulde größer sind als an den Rändern bzw. auf dem Flözbergrücken, eine Erscheinung, auf die auch SCHAAL (1930) mit Nachdruck hingewiesen hat. Ferner betont NIEMCZYK, daß manche Flöze sich im Inneren der Mulde in mehrere Bänke teilen, während sie an den Rändern geschlossen auftreten. NIEMCZYK glaubt aus diesen Verhältnissen den Schluß ziehen zu müssen, daß die Beuthener Mulde schon zur Zeit der Ablagerung der Rand- und Sattelflözgruppe in ihrer heutigen Form vorgezeichnet war. Da ähnliche Verhältnisse für die NS streichende Rudaer Mulde nicht anzuerkennen wären, müßten die OW streichenden Faltenelemente als Repräsentanten einer älteren Faltungsrichtung gelten, die NS streichenden dagegen als das Produkt einer jüngeren Gebirgsbewegung angesprochen werden.

Man kann dieser Argumentation mancherlei entgegenhalten. Was zunächst die Profilmächtigkeiten betrifft, so sind die festgestellten Differenzen sehr abhängig von der gewählten Bezugsbasis. Schon aus den Flözprofilen SCHAAL's (1930) quer durch die Beuthener Mulde geht hervor, daß das Gesetz der Mächtigkeitszunahme nach dem Muldeninneren zu im wesentlichen nur für das Profil vom Pochhammer-Flöz bis zum Schuckmann-Flöz gilt. Berücksichtigt man auch noch das Einsiedel-Flöz, so ist die Gesetzmäßigkeit kaum noch anzuerkennen. NIEMCZYK (1930) wählt für seine Flözprofile als Bezugsbasis das Veronika-Flöz. Betrachtet man seine Profile näher, so ergibt sich, daß die Profilanschwellung in der Beuthener Mulde ganz wesentlich durch den schwankenden Abstand Einsiedel-Veronika bedingt bzw. vorgespiegelt wird. Auf Einsiedel bezogen würde sich das Bild wesentlich ungünstiger für NIEMCZYK's Folgerungen darstellen. Die Mächtigkeit der eigentlichen Sattelflözpartie von Pochhammer bis Einsiedel ergibt sich sogar aus seinem Profil 2 am größten für den Gotthardt- und Stolberg-Schacht, also für den Flözbergrücken und nicht für die Mulde! Größeren Schwankungen im Flözprofil, die mit der regelmäßigen Profilverkürzung in westöstlicher Richtung nichts zu tun haben, begegnet man auch sonst in Oberschlesien recht häufig, ohne daraus entsprechende Folgerungen nach Art der genannten ziehen zu können.

Was die Teilung mancher Flöze in mehrere Bänke im Inneren der Beuthener Mulde betrifft, so sei nur hervorgehoben, daß die Gabelung des Schuckmannflözes bereits auf dem Flözbergsattel bei Biskupitz erfolgt, und das zweibankige Schuckmannflöz somit keineswegs auf die Mulde beschränkt ist.

Auffällig ist ferner, daß sich ähnliche Verhältnisse wie in der Sattelflözgruppe in den Rudaer Schichten kaum noch nachweisen lassen. Bezüglich der

Flözparallelisierung gehe ich hier übrigens mit Niemczyk (1930) durchaus konform, indem auch ich die Auffassung teile, daß das Flöz II der Karsten-Zentrum-Grube mit dem Antonieflöz der Hauptmulde zu parallelisieren ist, und das höchste Flöz der Beuthener Mulde (Karsten-Zentrum, Fl. I) mit der Gottes-Segen-Flözgruppe, daß also Nikolaier Schichten in der Beuthener Mulde — im Gegensatz zu früheren Darstellungen — nicht mehr erhalten sind[7]).

Was jetzt endlich die Rudaer Mulde anlangt, so ist Niemczyk zuzustimmen, daß in ihrem Inneren die Sattelflözgruppe keine Anschwellungen und Flözteilungen nach Art der Beuthener Mulde aufweist. Es soll aber nicht unerwähnt bleiben, daß im Bereich der Rudaer Mulde eine andere Flözgruppe ähnlichen Verhältnissen unterworfen ist, nämlich die von Gaebler so genannte Katharina-Gruppe im Verband der Rudaer Schichten, die stratigraphisch dem Georgine-Horizont der Delbrückschächte entspricht und deren Entfaltung zu größerem Kohlenreichtum auf die Rudaer Mulde beschränkt erscheint.

Alle diese Einwände sollen lediglich zeigen, daß bei einer Auswertung von Beobachtungen der genannten Art große Vorsicht am Platze ist. Aber selbst wenn man die immerhin auffälligen Sedimentationsverhältnisse der Beuthener Mulde zugunsten einer alten Anlage der letzteren deuten will, eine Auffassung, die der Verf. nicht unbedingt ablehnen möchte, braucht man nicht den generellen Schluß zu ziehen, daß die OW-Tektonik älter ist als die NS-Tektonik. Man wird vielmehr den Tatsachen weit besser gerecht werden, wenn man die Beuthener Mulde in ihrer gesamten Erstreckung als eine Art (umlaufender) Saumtiefe im Sinne Stille's (1924) auffaßt, und in diesem Sinne möchte auch Niemczyk[8]) heute im Einvernehmen mit Bederke seine Ausführungen im Prinzip verstanden wissen.

Es ist nicht unmöglich, daß sich in der Randzone des Karbonbeckens mehrere solcher Saumtiefen herausgebildet haben, die der späteren Faltung in großen Zügen das Schema vorzeichneten.

II. Nachwirkungen des Faltungsdruckes

Der zweiseitige Druck, der das oberschlesische Steinkohlengebirge in die Zange nahm, erreichte mit der Schöpfung des eigentlichen Faltenbildes noch nicht sein Ende, wenigstens sicher nicht soweit die stärkere westliche Druckkomponente in Frage steht. Er überdauerte die Faltung vielmehr und äußerte sich anschließend in größeren oder kleineren, flachen Schubwirkungen. Die bekannteste Schubstörung dieser Art ist die Concordia-Überschiebung, die bei etwa nordsüdlichem bis nordnordost-südsüdwestlichem Streichen auf große Erstreckung verfolgbar ist. Nördlich der Concordia-Grube läßt sie sich noch bis in das Südfeld der Ludwigsglückgrube nachweisen, wo Pochhammer-, Reden- und Heinitz-Flöz noch von der Überschiebung betroffen sind, nicht dagegen mehr das Schuckmannflöz; offenbar verläuft die Überschiebung unter diesem hinweg, im übrigen wird ihr Verlauf gerade in dieser Gegend durch NS streichende Sprünge beeinflußt. Von der Concordia-Grube aus nach Süden führt die Überschiebung über den Skalley-Schacht der Königin-Louise-Grube, westlich

[7]) Näheres über die Flöz-Parallelisierung in der Beuthener Mulde, die für kartographische Zwecke durchgeführt wurde, bringt der in diesem Jahrbuch S. 85 ff. veröffentlichte Aufsatz des Verf. „Zur Horizontierung der Muldengruppenflöze in der Beuthener Steinkohlenmulde".

[8]) Nach mündlicher Mitteilung.

dessen die Mulde des Pelagie-Flözes noch zum aufgeschobenen Gebirgsteil gehört[9]), ins Feld der Guidogrube an den Saara-Sprung heran, durch den sie verworfen wird. Jenseits des Saarasprunges ist die Fortsetzung der Überschiebung — es ist jedenfalls sehr wahrscheinlich, daß es sich um dieselbe Störung handelt — bei ebenfalls noch etwa nordsüdlicher Streichrichtung im Felde der Delbrückschächte nachgewiesen worden, hier schwenkt aber das Streichen sehr bald nach SO um, und mit diesem veränderten Streichen läßt sich die mehrmals durch Sprünge verworfene Überschiebung bis über den Dorotka-Schacht hinaus verfolgen. Liegt der nördliche Teil der Überschiebung noch nahezu im Flözstreichen, so kreuzt der südliche Teil die Schichten unter mehr oder weniger großem, stellenweise fast rechtem Winkel. Schon dieser Umstand läßt darauf schließen, daß die Störung j ü n g e r ist als die Faltung, und dieser Schluß wird noch bestärkt durch den merkwürdigen, bogenförmigen Verlauf, den die Störung um den Hindenburger Flözberg im SW beschreibt. Man gewinnt den Eindruck, daß der Hindenburger Flözberg die (passive) Ursache der Störung gewesen ist, daß das Gebirge von W her auf den Flözberg aufgeschoben worden ist. Die Faltung muß also danach der Concordia-Überschiebung vorausgegangen sein. Das Einfallen der Störung beträgt 20—30° gegen W bzw. SW, meist nach der Tiefe sich verflachend. Die Störung hat also die Form einer Schaufelfläche. Die Schubweite beträgt 100—500 m, die Schubhöhe 50—160 m. Die erzeugten Dislokationen sind also ziemlich erheblich, sie kommen im Grubenbild dadurch zum Ausdruck, daß sich die getrennten Flözteile überlappen, und deshalb auf den Flöz-Spezialrissen ein von den Kreuzlinien begrenzter Streifen doppelte Abbau-Signatur trägt.

Die neuesten Aufschlüsse der Delbrückschächte südlich des Saara-Sprunges lassen das Vorhandensein noch einer zweiten parallelen Schubstörung etwa 150—175 m unter der großen Concordia-Überschiebung vermuten, die vorhandenen Aufschlüsse sind jedoch noch nicht ausreichend, um die Verhältnisse mit Sicherheit übersehen zu können.

Zwei weitere ähnliche, wenn auch kleinere Überschiebungen beschreibt SCHAAL (1930) vom W-Flügel der Beuthener Mulde[10]). Auch SCHAAL betont, das jüngere Alter der Überschiebungen, die erst nach Überkippung des N-Randes der Beuthener Mulde am Schluß der Faltungsperiode entstanden sein können.

Alle die genannten Schubstörungen entsprechen dem stärkeren, von W stammenden Druck, solche der NNO-Druckrichtung sind bisher noch nicht bekannt. Andererseits ist anzunehmen, daß Schubstörungen der westlichen Druckrichtung nicht vereinzelt dastehen, und besonders gegen W an Häufigkeit zunehmen werden. Im Profil der Gleiwitzer Grube (vgl. NIEMCZYK's Darstellung, a. a. O., 1929) sind die flach westlich einfallenden Überschiebungen (h und i) wahrscheinlich ähnlich zu beurteilen wie die Concordia-Überschiebung. Auch sie dürften daher jünger sein als die eigentliche Faltung und von dieser unabhängig. Das gleiche gilt m. E. für die flach gegen W fallenden Überschiebungen am Orlau-Boguschowitzer und Michalkowitz-Rybniker Sattel, die wohl ebenfalls nachträgliche Deformationen dieser Antiklinen darstellen.

---

[9]) Die Darstellung dieser Gegend auf der neuen Flözkarte des B.- und H.-V. Gleiwitz ist leider infolge eines Versehens bei der Korrektur mißlungen und unverständlich.

[10]) Die in SCHAAL's Profil 10 b dargestellte „östliche Überschiebung" existiert allerdings, wie Verf. sich überzeugen konnte, an der angegebenen Stelle nicht.

III. Die Sprünge

1. Genereller Überblick

Am wenigsten studiert sind zurzeit noch die jüngsten Elemente der oberschlesischen Karbontektonik, die Sprünge. Besonders aus den Aufschlüssen der Heinitz-Grube und der in der gleichen Gegend bauenden Erzgruben im Deckgebirge des Karbons wissen wir wenigstens soviel mit Sicherheit, daß viele Sprünge des Karbons in die Trias gar nicht oder doch nur mit ungleich schwächeren, lediglich auf posthume Bewegungen hinweisenden Verwurfsbeträgen hineinsetzen. Das trifft in der Gegend von Beuthen-Roßberg sowohl für generell NS wie OW streichende Sprünge zu. Oberschlesien besitzt also fraglos ein alt angelegtes, wohl auf der Grenze von Oberkarbon und Rotliegendem entstandenes Sprungsystem, das etwa alle der heute sichtbaren Richtungen umfaßt. An vielen dieser Sprünge haben sich später, in posttriassischer Zeit, neue, posthume Gebirgsbewegungen vollzogen, wesentlich neue Sprungrichtungen sind aber dabei offenbar nicht entstanden.

Betrachtet man den Verlauf der Karbonsprünge näher, so zeigt sich, daß im großen ganzen zwei Richtungen dominieren: die NS-Richtung mit mehr oder weniger starken Ausschlägen nach NW oder NO und die OW-Richtung mit ebenfalls mehr oder weniger starken Abweichungen nach NW oder NO. Wenn auch die extremsten Glieder beider Gruppen sich danach ungefähr decken können, und somit etwa alle Richtungen der Windrose vorkommen, so heben sich doch die beiden Hauptrichtungen verhältnismäßig scharf heraus, es herrscht jedenfalls keine solche Regellosigkeit, daß man mit Quiring (1913) von einer „ungerichteten" Zerrung sprechen könnte, wohl aber von einer „doppeltgerichteten".

Das NS-Sprungsystem verläuft hauptsächlich quer zu der OW-Faltenrichtung, das OW-Sprungsystem kreuzt dagegen vornehmlich die NS-Falten. Die OW-Sprünge sind daher, wie Quiring richtig erkannte, an dem steil NS gefalteten westlichen Beckenrand das vorherrschende, wenn auch nicht ausschließliche Sprungsystem. Umgekehrt ist aber nicht zu bestreiten, daß die OW streichende Beuthener Mulde mitsamt dem südlich vorgelagerten Flözbergrücken vorwiegend von Sprüngen des NS-Systems gestört wird[11]). Jede der beiden Faltenrichtungen scheint also ein ihr eigentümliches Sprungsystem in der Komplementär-Richtung aufzuweisen. Da aber Gebiete von NS-Faltenbau mit solchen von OW-Faltenbau häufig und schnell wechseln, ist es verständlich, daß Sprünge der dem einen Gebiet eigentümlichen Richtung noch weit in das andere Gebiet hineinstrahlen werden, wo sie als Fremdlinge wirken müssen. Denn die Entstehung und Erstreckung der Sprünge ist ja an ganz andere Bedingungen geknüpft als die der Falten. Die Falten kreuzen sich zwar nicht, sondern lenken ineinander um, für die Sprünge aber sind Kreuzungen durchaus verständlich. Das Nebeneinander und die Kreuzung zweier quer zueinander gerichteter Sprungsysteme sind also für Oberschlesien auf Grund theoretischer Erwägungen eigentlich etwas Selbstverständliches. Nicht die geringe Intensität (Quiring, 1913), sondern die Richtungsänderung der oberschlesischen Faltung ist der Grund für die scheinbare Regellosigkeit des Sprungbildes. Während im rheinisch-westfälischen Karbon nur eine Faltungsrichtung auf-

[11]) Wo die Beuthener Mulde in die NS-Richtung umbiegt, die Faltung also NS verläuft, stellt sich der OW streichende Wessola-Sprung ein.

tritt, quer zu der die Sprünge gerichtet erscheinen, wird Oberschlesien auf kleinem Raum von zwei, oft rechtwinklig zueinander verlaufenden Faltenrichtungen beherrscht und diese Verhältnisse verursachen eine doppelte Richtung der Sprünge. Im übrigen bedingt die häufige Richtungsänderung der Faltung, bei der streckenweise Übergangsrichtungen von NS zu OW entstehen, auch einen größeren Spielraum für jede der beiden Sprungrichtungen. Unter dem Einfluß der konträren Faltenrichtung zweier Nachbargebiete entstandene Spalten können sich endlich auch zusammenschließen, so daß vielfach gewundene Sprünge mit sehr wechselnden Verwurfsverhältnissen entstehen können (wie z. B. der Saara-Sprung). Spaltenzusammenhänge, die zunächst durchaus unwahrscheinlich wirken, liegen danach wohl im Bereich der Möglichkeit. Als Beispiel sei nur der östliche Zerrsprung des Gräfin-Johanna-Grabens bei Bobreck genannt, der aus zunächst rein nordsüdlicher Streichrichtung nach SO abbiegt, um sich dann in der Gegend des Janek-Schachtes mit einem ONO streichenden Sprung zu verbinden, der südlich vom Hohenzollern-Schacht vorbei nach Beuthen-Roßberg streicht. Mögen die selbständig angelegten Teile dieses Spaltenzuges in ihrer bisherigen, geradlinigen Verlängerung auch eine gewisse, lückenhafte Fortsetzung erkennen lassen (was einem Spaltenkreuz gleichkommen würde), die Möglichkeit bleibt gleichwohl bestehen, daß diese geradlinigen Fortsetzungen als Auslösungen noch nicht erloschener aber ausklingender Spannungen eine Nebenerscheinung, die Umbiegung der einen Sprungrichtung in die andere dagegen das Wesentliche bedeutet. Die Abhängigkeit des Sprungsystems von zwei verschiedenen Faltenrichtungen kann also theoretisch sowohl zur Kreuzung zweier Sprungsysteme führen wie zur Umbiegung aus der einen in die andere Richtung. Naturgemäß setzen diese Folgerungen voraus, daß die beiden Sprungsysteme altersgleich sind. Diese Annahme liegt aber schon deshalb sehr nahe, weil — wie wir im ersten Kapitel gesehen haben — ja auch die beiden Faltenrichtungen einheitlicher und gleichzeitiger Entstehung sind[12]).

Das Sprungbild Oberschlesiens, wie es sich z. B. auf der Flözkarte 1 : 50000 des Oberbergamts Breslau oder auf der geologischen Spezialkarte 1 : 25000 repräsentiert, läßt sich mit diesen theoretisch abgeleiteten Thesen um so leichter in Einklang bringen, als auf keiner der bisherigen Karten die Altersbeziehungen der einzelnen Sprünge klar zum Ausdruck kommen. Es ist kaum anzunehmen, daß hierfür lediglich übertriebene Vorsicht der Bearbeiter maßgebend war, sondern wohl mehr der Umstand, daß Sprungverwürfe tatsächlich eben kaum angetroffen worden sind; man könnte also auch hieraus wieder die Wahrscheinlichkeit der Gleichaltrigkeit der meisten Sprünge ableiten.

Im Einzelaufschluß konnte Verf. allerdings eine Nachprüfung der aufgeworfenen Fragen nicht durchführen. Denn die weitaus meisten Sprungkreuzungen sind auf das heute polnische Gebiet beschränkt, das dem Verf. nicht zugänglich war. Auf deutschem Gebiet sind nur wenige entsprechende Stellen vorhanden, aber zurzeit nicht so aufgeschlossen, daß eine eindeutige Klärung der Verhältnisse möglich war. Gehören doch begreiflicherweise gute Aufschlüsse in Gebirgsstörungen ohnehin zu den Seltenheiten, ganz abgesehen davon, daß

---

[12]) PATEISKY (1928) möchte nach seinen Beobachtungen im Ostrau-Karwiner Gebiet die OW-Störungen für die älteren, die NS-Sprünge für die jüngeren halten, ohne indessen diesen Standpunkt eindeutig beweisen zu können. Das steht in gewissem Widerspruch zu seiner Auffassung des Altersverhältnisses der beiden Faltenrichtungen, zumal wenn man an der orogenen Natur der OW-Faltung — wie notwendig — festhält.

sie meist sofortigen Ausbau erfordern. Zudem kann auch nur ein sehr umfangreiches Beobachtungsmaterial einwandfreie Ergebnisse liefern; denn die theoretisch geforderte Gleichaltrigkeit der verschieden gerichteten Sprünge ist naturgemäß eine generelle. Sie schließt nicht aus, daß mal der, mal jener Sprung sich zuerst bildete und daher gelegentlich von dem anderen verworfen wurde. Es müßte nur der Nachweis geliefert werden, daß nicht ein bestimmtes System jedesmal das ältere ist. Einzelbeobachtungen können hier leicht zu Fehlschlüssen führen, abgesehen davon, daß ja außerdem auch stets nachzuweisen wäre, daß nicht etwa posthume Bewegungen vorliegen.

Da die Sprünge Oberschlesiens nach obigen Ausführungen als gerichtet angesprochen werden müssen, wäre nach dem Vorgange von Quiring und Stach (1923) wohl zu prüfen, ob sie ähnlich wie in Rheinland-Westfalen vielleicht z. T. aus Horizontalverschiebungen (Blättern) entstanden sind. Patteisky (1928) sieht in den OW-Störungen des Ostrau-Karwiner Revieres tatsächlich in der Hauptsache Horizontalverschiebungen, in Deutsch-Oberschlesien aber liegen noch nicht in ausreichendem Maße Untersuchungen vor, um zu dieser Frage Stellung nehmen zu können. Heute repräsentieren sich die meisten der fraglichen Störungen bei steilem Einfallen von 60—70° und vertikalen Rutschstreifen als echte Sprünge.

Auf die Deutung, die Kampers (1931) dem oberschlesischen Sprungnetz gegeben hat, soll hier nicht näher eingegangen werden. Sie steht und fällt mit seiner Auswertung der Faltungsverhältnisse. Da die letzteren eine andere Erklärung gefunden haben, ist auch für das Sprungbild eine abweichende Deutung erforderlich; denn an der Erkenntnis kann festgehalten werden, daß das Sprungsystem Oberschlesiens in deutlicher Abhängigkeit von dem Faltenbild des Steinkohlenbeckens steht.

Die oberschlesischen Sprünge weisen im allgemeinen keine sonderlich großen Verwurfsbeträge auf, Dislokationen von etwa 200 m gehören bereits zu den Seltenheiten (Saarasprung, Radzionkau-Sprung), dabei wechseln die Beträge in der Streichrichtung der Sprünge oft sehr stark. Die meisten Sprünge verwerfen lediglich um wenige Meter bis herauf zu 50 m.

b) Jüngere Bruchtektonik und Pseudobruchtektonik

Noch wesentlich geringeres Ausmaß haben im allgemeinen die posttriassischen Sprünge, die sich als Folge der saxonischen Gebirgsbewegungen einstellen. Es wurde bereits erwähnt, daß diese oft nur Nachreißungen älterer karbonischer Sprünge darstellen, mit diesen also die Richtung teilen. Aber auch die selbständigen posttriassischen Sprünge zeigen keine anderen Richtungen als die karbonischen, weil sich die Faltungsrichtung der Trias im Erhaltungsgebiet der letzteren mit der hier herrschenden OW-Faltung des Karbons deckt. Man findet deshalb auch unter den saxonischen Sprüngen einerseits vorherrschende NS-Sprünge (Quersprünge), anderseits vorwiegende OW-Sprünge (Längssprünge), von denen die letzteren die Triasmulden oft zu Muldengräben umgeformt haben. Eine Unterscheidung dieser saxonischen Sprünge von den spätkarbonischen ist im Steinkohlengebirge im allgemeinen nicht durchführbar, sie kann nur dann mit Sicherheit erfolgen, wenn in der überlagernden Trias entsprechende Aufschlüsse vorhanden sind. Wo solche fehlen, oder wo die Trias der Abtragung anheimgefallen ist, stößt die Altersbestimmung der Sprünge im Steinkohlengebirge auf Schwierigkeiten.

Größere Brüche postsaxonischen Alters sind in O/S. nicht mit Sicherheit nachzuweisen. Man hat solche bisher im wesentlichen nur auf konstruktivem Wege vermutet, teilweise lediglich nach den Deckgebirgsverhältnissen. Daß in letzterem Falle aber große Vorsicht geboten ist, beweist die unregelmäßige Gestaltung der Karbonoberfläche. Schon manche langerstreckte, schmale und tiefe, oft von mehrere 100 m mächtigen Sedimenten des Tertiärs (Miozäns) erfüllte Rinne ist in der Karbonoberfläche nachgewiesen worden, und es hat sich regelmäßig herausgestellt, daß in diesen Bildungen reine Erosionstäler vorliegen, die mit Bruchtektonik nichts zu tun haben. Ein neues, derartiges Tal ist erst kürzlich durch die Aufschlüsse der Gleiwitzer Grube südlich der Gleiwitzer Hütte angetroffen worden, dem das Klodnitz-Tal zwischen Gleiwitz und Ellguth-Zabrze folgt. Das offenbar alttertiäre Tal entspringt auf dem Muschelkalkplateau der Gegend von Laband, wo die Karbon-Oberfläche bei etwa +50 liegt, während die Trias bei etwa +210 zutage tritt, und wo eine Art Wasserscheide der präoligozänen Landoberfläche vorliegt. Südlich der Gleiwitzer Hütte ist das Tal bereits so tief eingeschnitten, daß die Karbonoberfläche bei etwa —100 liegt gegenüber etwa +200 auf dem westlichen Gleiwitz-Richtersdorfer Plateau und etwa +150 bis +200 auf dem östlichen Gleiwitz-Petersdorfer Plateau. Weiter südöstlich, aber mehr nach den Talrändern zu niedergebrachte Bohrungen haben die Karbonoberfläche bei etwa —60 bzw. —80 erreicht. ONO von Schönwald mündet das Tal in ein großes, bereits von GÄBLER (1897) erkanntes Haupttal, das von O heranzieht und weiterhin über Nieborowitz-Pilchowitz verläuft, wo die Karbonoberfläche bereits unter —300 liegt. Näheres über die Gestaltung der Karbonoberfläche soll den neubearbeiteten Karbon-Blättern zur Geologischen Spezialkarte und einer weiteren Spezialarbeit („Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläogeographie", ds. Jahrb. 1932, S. 95 ff.) vorbehalten bleiben, hier soll nur hervorgehoben werden, daß der schmale, von Miozän erfüllte Gleiwitzer Cañon, dem — offenbar infolge von Setzungsvorgängen oder auch Auslaugungserscheinungen[13]) in den Tertiärsedimenten — die heutige Klodnitz folgt, nachweislich keinen tektonischen Einbruch darstellt, sondern eine reine Erosionsrinne. Denn die Aufschlüsse der Gleiwitzer Grube haben ergeben, daß die Flöze des Karbons unter der Auswaschung ungestört fortstreichen.

Mit diesem Abstecher in das Gebiet der Pseudotektonik soll die tektonische Analyse des oberschlesischen Steinkohlenbeckens abgeschlossen werden.

IV. Zusammenfassung und Schluß

Zusammenfassend sei rekapituliert, daß die Tektonik Oberschlesiens durch zwei verschiedene Faltungsrichtungen beherrscht wird, die auch das Sprungbild entscheidend bestimmen. Beide Faltenrichtungen kreuzen sich aber nicht — es besteht also kein Faltengitter —, sondern gehen ineinander über und sind das Produkt eines einheitlichen, gleichzeitigen Faltungsvorganges. Die gegeneinander gerichteten Druckkomponenten sind durch Umlenken des Oberschlesien umschließenden und die Falten erzeugenden, generell südwärts bewegten, variszischen Gebirgsbogens aus der SW- in die WO-Richtung bedingt.

---

[13]) Gipsfälle entstehen hier noch heute.

Die hier nur in den wesentlichsten Zügen angedeuteten wissenschaftlichen Ergebnisse der Arbeiten, die der Verf. im Auftrage der Preuß. Geologischen Landesanstalt durchgeführt hat, dürften auch für den oberschlesischen Steinkohlenbergbau von gewissem praktischen Interesse sein. Mögen sie ihm einen bescheidenen Gegenwert bieten für die bereitwillige Unterstützung, die die Werksverwaltungen in dankenswerter Weise den Arbeiten des Verf. angedeihen ließen.

V. Literaturverzeichnis:

Bederke, E.: Bau und Alter des sudetischen Gebirges. — N. Jb. Min. usw., **53**, 1925.
—: Die Grenze der Ost- und Westsudeten. — Geol. Rndsch., **20**, 1929.
—: Oberschlesien und das variszische Gebirge. — Geol. Rndsch., **21**, Heft 4, 1930.
Brandenberg: Das Auftreten der Sattelflöze im Steinkohlenbergwerk Donnersmarck. — Mitt. Markscheidew., Freiberg i. S. 1917.
von Bubnoff, S.: Deutschlands Steinkohlenfelder. Stuttgart 1926.
—: Bemerkungen zur tektonischen Stellung Oberschlesiens. — Z. oberschles. berg- u. hüttenm. Ver. Kattowice, **69**, H. 7, S. 352 ff., 1930.
Cloos, H.: Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin 1922.
Gaebler, C.: Die Oberfläche des oberschlesischen Steinkohlengebirges. — Z. prakt. Geol. 1897.
Kampers, B.: Der tektonische Aufbau des oberschlesischen Steinkohlengebirges. — Glückauf, **21**, S. 689 ff., 1931.
Kettner, R.: Beiträge zur Kenntnis des Kulms von Oppau. — Sborn. statn. geol. ustora, Prag 1919/20.
Knopp, L.: Über die Lagerungsverhältnisse im mähr.-schles. Kulmgebiet. — Lotos, Prag 1926.
Makowsky, A.: Bau und Vorräte des polnischen Steinkohlenbeckens. — Z. oberschl. berg- u. hüttenm. Ver. Kattowice 1926, Heft 10/12.
Michael, R.: Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. — Abh. preuß. geol. L.-A., **71**, 1913.
Niemczyk, O.: Die Ostrauer Schichten in der Gleiwitzer Sattelzone. Dissertation, Borna-Leipzig 1929.
—: Der Aufbau des oberschlesischen Karbonbeckens im Lichte älterer und neuerer geologischer Erkenntnis. — Festschr. 40jähr. Best. Ver. techn. Bergbeamt. Oberschles., Berlin 1930.
Patteisky, K.: Schichtenfolge und Tektonik im schles.-mähr. Kulm. usw. — Berg- u. hüttenmänn. Jb. 1924.
—: Die Tektonik des Ostrau-Karwiner Karbons. — Montanist. Rndsch., H. 15, 1925.
— & Folprecht, J.: Die Geologie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. Mährisch-Ostrau 1928.
Petraschek, W.: Die Kohlenreviere von Ostrau-Karwin-Krakau. — Z. oberschles. berg- u. hüttenm. Ver., Kattowice 1928.
—: Besprechung von Niemczyk's Arbeit: D. Ostr. Sch. in d. Gleiwitzer Sattelz. — Z. oberschles. berg- u. hüttenm. Ver. Kattowice 1930, H. 7, S. 399.
Quiring, H.: Die Entstehung der Schollengebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **65**, H. 3/4, 1913.
Schaal, E.: Die Tektonik des Westteils der Beuthener Karbonmulde. Diss. Borna-Leipzig 1930.
Stach, E.: Horizontalverschiebungen und Sprünge im östlichen Ruhrkohlenbezirk. — Glückauf, 1923, S. 669 ff.
Stille, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

Druckfertig abgeschlossen am 7. Dezember 1931.
„Imprimatur" erteilt am 6. Mai 1932.

Die prätrachytische Oberflächengestaltung am Südrande der Niederrheinischen Bucht und ihre Veränderungen durch Eruptionsmechanismus und jüngere Schichtenverschiebungen

Von Otto Burre in Berlin

Hierzu Tafel 20

Inhalt:

Seite
Einleitung 324
1. Die Schichten im Liegenden des Trachyttuffes und die Oberflächengestaltung am Ausgange des Alttertiärs 326
2. Die heutigen Formen der Grenzfläche zwischen dem Trachyttuff und seinem Liegenden 327
3. Die prätrachytische Landoberfläche und ihre Geländeformen 331
4. Die Veränderungen der prätrachytischen Landoberfläche durch den Eruptionsmechanismus im Jungtertiär 333
5. Jüngere Schichtenverschiebungen 335
Zusammenfassung 338

Einleitung

Auf Tafel 20 ist die Verbreitung des Trachyttuffs am Südrande der Niederrheinischen Bucht dargestellt worden. Um ein übersichtliches Bild zu erhalten, wurden von dem großen zusammenhängenden Tuffgebiete des Siebengebirges und seiner nächsten Umgebung nur der Außenrand gezeichnet, und innerhalb dieses Gebietes nur die zutage tretenden Schichten ausgeschieden, die älter sind als der Tuff. Dagegen sind die nach dem Trachyttuff entstandenen Ablagerungen einschließlich der tertiären Eruptivgesteine nicht besonders wiedergegeben. Ebenso ist mit den Trachyttuffablagerungen bei Ödingen verfahren. Soweit tertiäre Eruptivgesteine am Rande der Tuffverbreitung auftreten, sind sie jedoch mit in das Tuffgebiet einbezogen; ihr Außenrand ist dann durch eine besondere Signatur (punktierte Linie) kenntlich gemacht. Die übrigen Tuffvorkommen sind ihrer oberflächlichen Verbreitung entsprechend eingetragen. Die sicher auf sekundärer Lagerstätte liegenden, meist in basaltischen Tuffmassen oder Schlotbrekzien, außerhalb der Haupttuffverbreitung bekannt gewordenen Reste von Trachyttuff sind durch eine besondere Signatur kenntlich gemacht.

Um die für unsere Betrachtungen besonders wichtige Grenze zwischen Trachyttuff und älteren Schichten, also die Grenze gegen das Liegende des Tuffes, hervorzuheben, ist diese durch ausgezogene Linien dargestellt. Die Grenze zwischen Tuff und jüngeren, also hangenden, Schichten ist dagegen nur durch eine gestrichelte Linie wiedergegeben.

Die an der Grenze zwischen Tuff und seinem Liegenden eingetragenen Zahlen geben die Höhenlage der Schnittpunkte der Schichtgrenze mit den Höhenlinien an. Die eingeklammerten Zahlen bedeuten die Höhenlage älterer Schichten in der Nähe des Tuffes.

Bei den Verwerfungslinien geben die Zacken die Lage der abgesunkenen Scholle an.

Die Unterlagen für diese Karte sind im Bereich des Meßtischblattes Königswinter zum größten Teile durch die Kartierung des Verfassers gewonnen; nur im nordwestlichen Teile dieses Blattes ist ein Teil nach der Kartierung von Herrn Professor Dr. Berg übernommen. Für die in das Gebiet des Meßtischblattes Siegburg fallenden Teile diente die noch nicht veröffentlichte Kartierung der Herren Professor Dr. Zimmermann und Bergrat Hoffmann als Unterlage. Allen genannten Herren spreche ich auch an dieser Stelle für die freundliche Überlassung ihrer Ergebnisse meinen verbindlichsten Dank aus. Die Verbreitung des Tuffes im Bereich der Meßtischblätter Bonn und Godesberg ist nach der Geologischen Karte von Preußen (Lief. 214) übertragen worden.

Laspeyres hat sich bereits mit der Unterlage des Trachyttuffs beschäftigt. Er versuchte „die Oberflächengestaltung des Devons zur Zeit, als sich das Tertiär darüber absetzte, zu beschreiben, also ein Bild von den Bodenverhältnissen des tertiären Seebeckens zu geben" (S. 19). Laspeyres ging nach dem damaligen Stande der Anschauungen davon aus, daß die liegenden Tertiärschichten, seine tonigen und quarzigen liegenden Schichten, die wir heute als Eozänton bzw. Vallendarer Stufe des Oberoligozäns bezeichnen, Meeresablagerungen seien. Er nimmt den „mittleren Wasserstand der Tertiärbucht" bei etwa 180 m über NN an, da die tertiären Schichten nur bis zu dieser Höhe reichten (S. 26). Der Trachyttuff sei also z. T. auf dem Lande, z. T. aber auch im Wasser abgesetzt (S. 58). Etwa dadurch bedingte Unterschiede im Tuff erwähnt Laspeyres nicht. Er geht bei seinen Feststellungen von der Grenze zwischen Devon und Tertiär aus, zieht dabei aber (S. 20) Höhenzahlen zum Vergleich heran, die ganz außerhalb der bekannten Tertiärverbreitung liegen. Er kommt dann zu dem Schluß, daß verschiedene Rücken vorhanden seien, die vielleicht als tektonische Horste zu deuten seien, daß aber, „abgesehen von diesen Rücken die Oberfläche des Devons im allgemeinen eben zu sein und sich bloß nach den Rändern der Bucht langsam zu heben scheine" (S. 26). Die „trichterförmige Vertiefung im Devon zwischen Petersberg, Hirschberg und Drachenfels am Ausgange des Mittelbach- und Nachtigallentales" sei als Ausbruchstrichter der Tuffe zu erklären (S. 22).

Da die tertiären Schichten im Liegenden des Trachyttuffes teils terrestrische, teils fluviatile und nicht marine Bildungen sind, wie noch näher ausgeführt werden wird, so können wir diese für den Gang unserer Untersuchungen nicht von dem Devon trennen, gegen das die Grenze außerdem stellenweise sehr unscharf ist. Es sollen vielmehr nur die Verhältnisse des prätrachytischen Untergrundes, oder mit anderen Worten der prätrachytischen Landoberfläche, untersucht und festgestellt werden.

Dabei sollen uns folgende Fragen beschäftigen:

1. Welche Schichten treten im Liegenden des Trachyttuffes auf, und welche Oberflächenformen haben wir am Ausgange des Alttertiärs anzunehmen?
2. Welche Formen hat die Grenzfläche zwischen dem Trachyttuff und seinem Liegenden heute?
3. Welche von diesen Formen sind als Reste der prätrachytischen Landoberfläche anzusehen?
4. Welche Formenänderungen sind durch den Eruptionsmechanismus im Tertiär bedingt?
5. Welche Formenänderungen sind auf jüngere tektonische Schichtenverschiebungen zurückzuführen?

1. Die Schichten im Liegenden des Trachyttuffes und die Oberflächengestaltung am Ausgange des Alttertiärs

Die Unterlage des Trachyttuffes, des ersten Produktes tertiärer vulkanischer Tätigkeit am Rande der Niederrheinischen Bucht wird teils von devonischen Schichten, teils von alttertiären Ablagerungen gebildet.

Die devonischen Schichten gehören sämtlich den Herdorfer Schichten, der obersten Stufe der Siegener Schichten an. Sie bilden die unmittelbare Unterlage des Tuffes am Süd- und Südwestrande des Siebengebirges, vereinzelt auch am Ostrande und schließlich an verschiedenen Stellen in der Gegend von Ödingen und Züllighoven. Eine Einwirkung auf die vielfach etwas verlehmte oder vertonte Oberfläche der devonischen Schichten war nirgends zu beobachten.

Die Oberflächenformen der devonischen Schichten in der Umgebung des Tuffgebietes lassen an den flachen Rücken vieler Berge und den z. T. ziemlich ausgedehnten, fast ebenen Hochflächen die Reste der präoligozänen Landoberfläche erkennen. Wenn die Reste der alten Einebnungsfläche heute in verschiedener Höhenlage, und im allgemeinen, je mehr man sich der Niederrheinischen Bucht nähert, in immer geringerer Höhenlage auftreten, so dürfte das zum Teil auf staffelweises Absinken einzelner Schollen zur Bucht zu erklären sein (vgl. Burre, 1930, S. 11).

Die auf dieser alten Einebnungsfläche vorkommenden Tonmassen sind, wie Fliegel (1911, 1913) nachgewiesen hat, durch Verwitterung der devonischen Schichten entstanden, wobei ein Teil an Ort und Stelle liegen blieb, wie das oft deutlich an der noch erhaltenen devonischen Schichtung und Schieferung zu erkennen ist, während der andere Teil abgespült und an anderer Stelle wieder abgesetzt wurde. Rauff (1923) unterscheidet dementsprechend zwischen Devonton und Tertiärton. Doch läßt sich diese Trennung nur im Aufschluß durchführen.

Die tonige Verwitterung ist nun sehr verschieden weit in die Tiefe vorgedrungen, so daß sie an manchen Stellen bis 20 m und mehr hinabreicht, während sie in geringer oder größerer Entfernung kaum die obersten Schichten angegriffen hat. Sehr gut sind derartige Verhältnisse in den Tongruben östlich Ödingen zu beobachten, wo der Übergang von eben angewitterten devonischen Schichten ziemlich schnell, aber ohne Störung in vollständig veränderte Partien erfolgt. Dementsprechend schwankt die Mächtigkeit dieser Bildungen, die kurz als Eozäntone bezeichnet werden, zwischen wenigen Dezimetern und mehreren Dekametern. Meist hält sie sich jedoch in unserem Gebiete zwischen 10 und 12 Metern. In der von Kaiser mitgeteilten Bohrung am Hohzelter Berge am Südrande der Kasseler Heide, wurde der Ton mit 22,5 m noch nicht durchsunken.

Dieser Ton tritt nur an verhältnismäßig wenigen Punkten als unmittelbare Unterlage des Trachyttuffes auf, so östlich des Drachenfelsen, ferner am Nordrande des Siebengebirges und schließlich in der Gegend von Ödingen.

Viel häufiger bilden die oberoligozänen Vallendarer Schichten das Liegende der Tuffe. Diese Ablagerungen eines, im wesentlichen von Süden nach Norden fließenden Stromes, in dessen Deltagebiet unser Bezirk gelegen haben dürfte, sind durch Sande, Schotter, Sandsteine und Quarzite vertreten, die zum größten Teil aus umgelagertem Eozänmaterial hervorgegangen sind. Der Ton wurde aufgearbeitet und seine Bestandteile wurden z. T. nach

der Korngröße getrennt. Die Bildung der Quarzite ist auf eine spätere Infiltration von Kieselsäure zurückzuführen (vgl. Burre, 1930).

Die Mächtigkeit der oberoligozänen Schichten ist naturgemäß sehr verschieden. Sie dürfte jedoch nur selten 15 m übersteigen, hält sich aber meist erheblich darunter.

Oberoligozän im Liegenden des Tuffes haben wir rechtsrheinisch vor allem am Nordwest- und Nordostrande des Siebengebirges und in dem sich nördlich anschließenden Gelände. Auch das ganz abseits liegende Tuffvorkommen auf der Rostinger Heide bei Eudenbach liegt auf Vallendarer Schichten. Auf dem linken Rheinufer wird der Tuff bei Lannesdorf und Niederbachem in allen Aufschlüssen von Oberoligozän unterlagert, während er bei Ödingen und Züllighoven nur an mehreren Stellen die unmittelbare Unterlage bildet.

Diese im allgemeinen recht dünne und ziemlich gleichmäßige und einst in unserem Gebiete wohl ziemlich lückenlose Decke tertiärer Schichten auf der fast ebenen Devonoberfläche dürfte an dem präoligozänen Oberflächengestaltung nicht viel geändert haben, so daß wir am Ausgange des Alttertiärs eine nahezu ebene Landschaft ohne wesentliche Erhebungen annehmen können. Eine gewisse geringfügige Gliederung des Geländes durch die an der einen Stelle aufschüttende, an der anderen abnagende Tätigkeit des Stromes in seinem Deltagebiete, vermochte an dem Gesamtbild wenig zu ändern.

Ehe wir nun auf die Änderungen eingehen, die diese Oberflächenformen bis zur Ablagerung des Tuffes erlitten haben, müssen wir uns ein Bild von der heutigen Gestaltung der Grenzfläche zwischen dem Tuff und seinem Liegenden machen.

2. Die heutigen Formen der Grenzfläche zwischen dem Trachyttuff und seinem Liegenden

Die heutige Form der Grenzfläche zwischen dem Trachyttuff und seinem Liegenden können wir natürlich nur dort feststellen, wo diese Grenzfläche zutage ausstreicht. Das ist vor allem am Süd- und Südwestrande des Siebengebirges der Fall, wo der Ausbiß auf lange Erstreckung zu beobachten ist. Dazu kommen noch einige Stellen im Nordwesten und Nordosten und schließlich auch im Innern dieses großen Tuffgebietes. Doch handelt es sich bei diesen letzten Stellen meist nur um vereinzelte Stellen geringer Ausdehnung, die durch weite Gebiete voneinander getrennt sind, in denen das Ausstreichen unseren Blicken entzogen ist, so daß hier das Bild oft recht lückenhaft ist. Günstiger liegen die Verhältnisse bei Lannesdorf und Niederbachem, wo in den großen Tongruben und Sandgruben der Ausbiß der Grenzfläche gut zu beobachten ist. Auch bei Ödingen tritt die Unterlage an verschiedenen Stellen zutage. Wenn auch die Grenzfläche zwischen dem Tuff und seinem Liegenden am Rande der einzelnen Tuffvorkommen meistens nicht zu sehen ist, so reichen doch die vorhandenen Beobachtungspunkte aus, um ein annähernd zuverlässiges Bild von der Form dieser Grenzfläche zu entwerfen.

Stellen wir nun einmal an Hand der Karte (Tafel 20), zunächst in großen Zügen, die Höhenlage der Grenzfläche fest, so zeigt sich, daß sie am Südrande in der Gegend der Löwenburg am höchsten liegt. Wir treffen sie etwa bei 280—350 m über NN. Gehen wir von hier aus am Ostrande des Tuffgebietes entlang, so bemerken wir, daß im großen und ganzen von Süden nach Norden

ein stetiges Absinken dieser Grenzfläche festzustellen ist, wie sich aus folgenden Zahlen ergibt: Scheerkopf 280—340 m, Perlenhardt 275 m, Ittenbach 250 m, Döttscheid 205 m, Kippenhohn 180 m und Boseroth 160 m.

In gleicher Weise ist ein Absinken der Grenzfläche am Südwestrande der Tuffverbreitung auf der Strecke von der Löwenburg nach Westnordwesten zu beobachten, wie folgende Zahlen zeigen: Südrand der Löwenburg 300—220 m, Westrand 230—300 m, Fritsches Hardt 260—310 m, Ölender 250 m, Nordwesthang des Breiberges 220 m, Bolvershahn 180—210 m und Südhang des Drachenfelsen 180—210 m. Östlich des Drachenfelsen, im Innern des Tuffgebietes, liegt die Grenzfläche, die im Einschnitt der Zahnradbahn und am Burghof aufgeschlossen ist, wieder höher, bei 250—280 m bzw. 220 m[1]). Gehen wir von hier am Westrande des Tuffes nach Nordnordwesten weiter, so stoßen wir auf eine ganz auffällige Vertiefung in der Grenzfläche. Bereits zwischen Drachenfels und Drachenburg sinkt diese auf 150 m herab. Im Nachtigallental liegt sie bei 140—110 m, steigt auf dem Rücken des Hardtberges bzw. Kucksteins, dem Hügel zwischen Nachtigallental und Rheintal, wieder auf 150—160 m an, um dann zum Rheintal bis auf 60 m abzusinken. Offenbar hat sie jedoch damit keineswegs den tiefsten Punkt erreicht, denn sie verschwindet hier unter der alluvialen Inselterrasse. Daß die Grenzfläche auch weiter nach Norden diese außergewöhnliche Tiefe noch eine Strecke beibehält, geht daraus hervor, daß hier der Tuff bei etwa 60—70 m aus jüngeren Schichten auftaucht. Bis zu welcher Tiefe hier die Grenzfläche tatsächlich hinuntergeht, läßt sich aus Mangel an Aufschlüssen nicht sagen. Nach dem Innern des Tuffgebietes zu können wir dann wieder ein Ansteigen der Grenzfläche feststellen; beim Wintermühlenhof liegt sie bei 130 m und am Remscheid bei 180 m. Weiter nach Norden hält dieses Ansteigen an, wo nördlich des Petersberges 205 m erreicht werden, dem bis zur Dollendorfer Hardt wieder ein Absinken auf 140—180 m folgt. In fast gleicher Höhe liegt die Grenzfläche am Hohzelterberge am Südrande der Kasseler Heide, wo sie in einer Bohrung bei 137 m angetroffen wurde. Ganz außergewöhnlich tief liegt sie dagegen westlich des Petersberges mit 75 m in dem kleinen isolierten Tuffvorkommen östlich von Niederdollendorf.

Sehen wir einmal von der ganz außergewöhnlichen Vertiefung der Grenzfläche östlich von Königswinter ab, so entspricht die Absenkung am Westrande im wesentlichen derjenigen am Ostrande. Im Nordwesten sowohl wie im Nordosten haben wir fast die gleiche Höhe, 180—140 m an der Dollendorfer Hardt und 160 m bei Boseroth. Auch der Grenzpunkt bei 137 m in der Bohrung am Hohzelter Berge, etwa in der Mitte dazwischen, weicht nur unbedeutend davon ab.

Weiter nach Norden liegen keine sicheren Anhaltspunkte mehr vor, nach denen man die Höhenlage der Grenzfläche genau festlegen könnte. Dazu

---

[1]) Die von Laspeyres (S. 19, Fußnote) bestrittene Angabe von Mangold, daß in dem Einschnitt der Zahnradbahn neben Tertiär auch das Devon zutage trete, besteht durchaus zurecht. — Die für das Siebengebirge außergewöhnlichen Höhenlagen der Tertiärschichten — im Einschnitt 250—280 m und am Burghof 220 m — haben Laspeyres (S. 274) zu der Annahme veranlaßt, daß es sich hier „um eine durch Hebung abgerissene Scholle beim Durchbruche der so nahe benachbarten Massen vom Andesit der Wolkenburg und vom Trachyt des Drachenfels handelte". Ich vermag mich dieser Deutung nicht anzuschließen, da die Höhenlage dieser Tertiärschichten im Vergleich mit derjenigen des Alttertiärs in der Umrandung des Siebengebirges keineswegs ungewöhnlich ist. Ich halte die hier zutage tretenden älteren Schichten für normal anstehendes Gebirge.

kommt noch, daß hier die Trachyttuffe offenbar zum großen Teil durch die jüngeren basaltischen Eruptionen aufgearbeitet sind, so daß eine scharfe Trennung der Trachyttuffe und der Basalttuffe oft nicht durchführbar ist (vgl. Kaiser und Laspeyres). Aus der im allgemeinen geringeren Höhenlage in diesem Gebiete und der sich hier einstellenden Überlagerung der Trachyttuffe durch jüngere tertiäre Schichten, geht meines Erachtens aber deutlich hervor, daß das Absinken der Grenzfläche auch weiterhin nach Norden anhält.

Die Höhenlage der Grenzfläche zwischen Tuff und seinem Liegenden auf der 4 km östlich des Gebirges gelegenen Rostinger Heide mit 265 m und an dem Broderkonsberge — etwa 3 km südöstlich der Löwenburg — mit etwa 320 m entspricht etwa den zunächst liegenden Stellen am Rande der Haupttuffverbreitung.

Die vermutliche Höhenlage der Grenzfläche in den Teilen unseres Gebietes, in denen sie nicht aufgeschlossen ist, stimmt gleichfalls, soweit sich aus der durch eingeklammerte Zahlen angegebenen Höhenlage älterer Schichten in der Nähe des Tuffes schließen läßt, im wesentlichen mit den sonstigen Ergebnissen überein.

Die auch im Süden und Osten in basaltischen Tuffen vorkommenden Trachyttuffreste, wo sie z. T. nur durch Grubenaufschlüsse bekannt geworden sind, z. B. in den Gruben Altglück bei Bennerscheid und Virneberg (St. Josephsberg) bei Rheinbreitbach, lassen sich natürlich für unsere Zwecke ebensowenig verwenden, wie diejenigen im Norden. Sie zeigen nur die einst erheblich größere Verbreitung des Trachyttuffes, da dieser damals hier noch gelegen haben muß, um von den basaltischen Durchbrüchen neu aufgearbeitet werden zu können.

Im großen und ganzen sinkt also die Grenzfläche zwischen Trachyttuff und seinem Liegenden auf dem rechten Rheinufer schwach von Süden nach Norden, vielleicht auch etwas nach Nordnordwesten ab.

Ähnliche Verhältnisse haben wir auf dem linken Rheinufer. Doch liegt hier die Grenzfläche in ihrem erheblich weiter nach Süden reichenden Teile beträchtlich tiefer als auf dem rechten Ufer, während sie sich im Norden, wo auf beiden Ufern die Tuffvorkommen etwa gleich weit nach Norden gehen, ungefähr auf der Höhe der tieferen Punkte des rechten Ufers hält. Bei Ödingen und Züllighoven haben wir Höhenlagen von 200—230 m, bei Niederbachem von 150—160 m und bei Lannesdorf von 160 m. Bei diesen beiden nördlichen Vorkommen fällt die nahezu horizontale Lage der Grenzfläche auf.

Das westlich Oberwinter in 120 m Höhe liegende kleine Vorkommen von Trachyttuff kann meines Erachtens zu unseren Betrachtungen nicht herangezogen werden, da sich der Tuff hier offenbar nicht mehr auf seiner ursprünglichen Lagerstätte befindet, sondern am Hange zusammengespült worden ist. Ebenso scheinen mir die Verhältnisse bei dem in gleicher Höhe auftretenden kleinen Vorkommen bei Godesberg zu liegen.

Sehen wir uns nun aber einmal die Grenze zwischen Trachyttuff und seinem Liegenden im Einzelnen an, so zeigt sich, daß an vielen Stellen nicht von einer ebenen oder auch nur fast ebenen Beschaffenheit die Rede sein kann. Denn wir beobachten hier z. T. ganz beträchtliche Höhenunterschiede in recht geringen Abständen.

Ganz besonders stark sind die Unebenheiten in der Umgebung der Löwenburg. So schwankt am Südrande dieses Berges auf eine Strecke von 500 m die

Höhenlage der Grenzfläche zwischen 300 und 230 m. Ob hier der Unterschied im ganzen noch größer ist, wie man aus dem sich im Tale noch weiter herunterziehenden Tuffe schließen könnte, erscheint mir nicht ganz sicher, da es sich hier, besonders in den tieferen Teilen des kleinen Tales, um verschwemmte Tuffmassen handeln kann. Gehen wir am Süd- und Südostrande der Löwenburg nach Osten entlang, so haben wir zuerst auf eine Strecke von 150 m einen Anstieg von 220 auf 270 m Höhe, dann eine kleine Einsenkung auf 260 m, vielleicht auch etwas tiefer, der nach kurzer Unterbrechung ein gleichmäßiger starker Anstieg von 280 auf 350 m bei einer Entfernung von 250 m folgt. Weiter nach Nordosten sinkt die Grenzfläche dann wieder auf 280 m ab, steigt am Scheerkopf wieder auf 340 m, um dann bis zur Perlenhardt auf 270 m abzusinken. Einen ähnlich schnellen Wechsel in der Höhenlage haben wir auch in dem Gebiete östlich vom Drachenfels, wo die Grenzfläche von 280 m am oberen Teil des Bahneinschnittes in diesem bis auf 250 m und weiter nach Norden am Burghof auf 220 m in einer Gesamtstrecke von 250 m hinuntergeht, während sie nach Süden innerhalb 150 m auf 200 m und 100 m weiter auf 180 m absinkt. Ganz besonders stark tritt die Gliederung der Grenzfläche in dem Gebiete vom Nachtigallental, über den Hardtberg und Kuckstein zum Rheintal östlich von Königswinter in Erscheinung, wie oben bereits ausgeführt wurde. Nach Laspeyres (S. 275) weist die Grenzfläche hier Neigungen von 30—45° auf.

Im Gegensatz zu diesen geradezu wellenförmigen Teilen der Grenzfläche fallen andere Partien auf, die nahezu ebene Flächen sind. Diese Gebiete verraten sich dadurch, daß wir auf längere Erstreckung fast gleichbleibende Höhenzahlen feststellen können. So hält sich die Grenzfläche am Nordrande des Breiberges und weiter rings um das sich nördlich anschließende Rhöndorfer Tal herum auf etwa 200—220 m und geht nur an einer Stelle auf 180 m herunter.

Weiter nach Norden haben wir wieder an verschiedenen Stellen ebene Formen der Grenzflächen, wie man in den Aufschlüssen beim Wintermühlenhof, allerdings nur in einem kleinen Gebiet, unmittelbar beobachten kann. Geringe Unebenheiten treten dagegen an der Dollendorfer Hardt auf, wo die Grenzfläche am Südrande zunächst von 170 m auf 180 m steigt und dann stetig auf 140 m nach Südosten abfällt.

Ähnliche Verhältnisse wie auf dem rechten, haben wir auch auf dem linken Rheinufer, wo die Grenzfläche in der Gegend von Züllighoven und Ödingen zum größten Teil etwa zwischen 200 und 230 m schwankt. Eine starke Abweichung liegt hier nur in der Bohrung bei Ödingen vor, in der die Unterkante des Tuffes in einer Höhe von 164 m über NN angetroffen wurde (Rauff, 1923). Nahezu tischeben ist dagegen die Grenzfläche bei Niederbachem und Lannesdorf, wie oben bereits angeführt wurde.

Besonders bemerkenswert sind in dem linksrheinischen Gebiete noch zwei Stellen in der Grenzfläche, an denen der Tuff in die liegenden Schichten nach der Tiefe fortsetzt. Die südliche liegt im Schießgraben bei Ödingen und die nördliche in der Grube „Gute Jette", einem Tagebau auf die Sande der Vallendarer Schichten.

Ziehen wir auch von den angeführten kleineren Höhenunterschieden in der Lage der Grenzfläche einen gewissen Betrag ab, da ja die Möglichkeit, in einzelnen Fällen auch vielleicht die Wahrscheinlichkeit nicht ganz von der Hand zu weisen ist, daß an einzelnen Stellen mangels ordentlicher Aufschlüsse die Grenze des Tuffes nicht genau an der richtigen Stelle gezogen ist, und vor allem in den Tälern verschwemmte Tuffmassen als auf ursprünglicher Lager-

stätte liegend angesehen worden sind, so vermag sich dadurch wohl das Ausmaß dieser Unebenheiten etwas verringern. An dem Gesamtbilde einer welligen Form großer Teile der Grenzfläche ändert sich damit jedoch nichts.

3. Die prätrachytische Landoberfläche und ihre Geländeformen

Wenn man annehmen wollte, daß die Grenzfläche zwischen dem Trachyttuff und seinem Liegenden in ihrer heutigen Gestalt die fossilisierte Landoberfläche aus der Zeit kurz vor den Tuffausbrüchen darstellte, so würde sich für große Teile unseres Gebietes ein hügeliges bis gebirgiges Relief der alttertiären Oberfläche ergeben. Wie oben bereits ausführlich dargetan ist, haben wir aber am Ausgange des Alttertiärs ein fast ebenes Gelände ohne wesentliche Höhenunterschiede gehabt. Nun ist aber der Ausbruch der Trachyttuffe im Untermiozän vor sich gegangen, wie sich aus der Überlagerung der Tuffe durch braunkohlenführenden Schichten ergibt. Es unterliegt natürlich keinem Zweifel, daß wir es in unserem Gebiete nicht nur mit einem Tuffausbruche zu tun haben, sondern daß es sich um mehrere Ausbrüche oder Ausbruchsperioden handelt. Das geht ohne weiteres aus der Wechsellagerung untermiozäner Schichten mit Trachyttuffen, wie sie von verschiedenen Stellen unseres Gebietes beschrieben ist, hervor (Kaiser, Rauff). Im ganzen genommen ist die vulkanische Tätigkeit aber nur eine Episode im Laufe des Jungtertiärs. In diesem Sinne läßt es sich rechtfertigen, kurz von dem Ausbruche des Trachyttuffes zu sprechen. Es läßt sich jedoch nicht mit Bestimmtheit sagen, in welchen Teil des Untermiozäns er zu legen ist. Selbst wenn man annimmt, daß die Ausbrüche nicht in das älteste Untermiozän fallen, ähnlich wie Klüpfel die Trachytausbrüche des Westerwaldes in das Burdigal stellt, so dürfte die Zeitspanne zwischen dem Alttertiär und dem Burdigal doch nicht ausreichen, um solche Erosionswirkungen hervorzubringen. Die großen Höhenunterschiede in der Grenzfläche lassen sich also auf diese Weise nicht erklären.

Ganz anders ist es jedoch mit den mittleren und kleineren Unebenheiten. Nehmen wir z. B. die Verhältnisse am Südrande der Haupttuffverbreitung des Siebengebirges, so folgt die Decke von Trachyttuff so regelmäßig und gleichmäßig den Formen der Unterlage, daß kein Zweifel darüber sein kann, daß der herabfallende Tuff diese Geländeformen vorgefunden hat. Ebenso sehe ich keinen Anlaß, die sich aus den größeren Höhenunterschieden ergebende starke Neigung der Unterlage des Tuffes in der Gegend östlich des Drachenfelsen nicht für ursprünglich zu halten, da sich die im Bahneinschnitt unmittelbar zu beobachtende Neigung der Unterlage gleichmäßig zum Burghof fortsetzt. Auch an der Grenzfläche am Hardtberge und Kuckstein passen sich die Tuffe durchaus der Unterlage an. Wie weit in dieser Gegend der Eruptionsmechanismus von Einfluß gewesen ist, wird später erörtert werden.

Zu dem gleichen Ergebnis kommt man, wenn man die kleineren Unebenheiten der Grenzfläche in der Gegend von Ödingen und Züllighoven untersucht. Daß die ganz sanften und ganz ebenen Formen der Grenzfläche, wie sie im Siebengebirge an verschiedenen Stellen und vor allem auf dem linken Rheinufer bei Niederbachem und Lannesdorf zu beobachten sind, die prätrachytische Landoberfläche darstellen, bedarf keiner weiteren Erörterung.

Hinsichtlich der regionalen Verbreitung der stärker gegliederten und der ebeneren Teile der prätrachytischen Landoberfläche ist zunächst bemerkens-

wert, daß auf beiden Seiten des Rheins die Gliederung im Süden am stärksten ist und nach Norden allmählich abnimmt, um vor allem auf dem linken Ufer schließlich in eine nahezu ebene Fläche überzugehen. Am Südrande des Siebengebirges haben wir geradezu eine kuppige Landschaft, während an der Dollendorfer Hardt ganz sanfte Formen vorherrschen. Auf dem linken Rheinufer steht die flachwellige Unterlage in der Gegend von Ödingen und Züllighoven der fast ebenen Beschaffenheit der Grenzfläche bei Niederbachem und Lannesdorf gegenüber. Daß auch hier, wenn auch nur im kleinen, sogar in dem Gebiete der fast ebenen Grenzfläche bei Niederbachem Unebenheiten vorkommen, zeigt der Aufschluß der Grube Nesselburg, einem Tagebau auf die Sande der Vallendarer Schichten. Diese haben als unmittelbare Unterlage der allerdings sehr geringmächtigen und stark vertonten Tuffe eine gekrümmte Oberfläche mit Höhenunterschieden von mehreren Metern.

Ein ähnlicher Gegensatz besteht zwischen Osten und Westen, wobei die Grenze etwa mit dem Rheintal zusammenfällt. Rechtsrheinisch ist die Gliederung stärker als linksrheinisch.

Es ist nun auffällig, daß die Teile der präterachytischen Landoberfläche am stärksten gegliedert zu sein pflegen, in denen damals das Devon zutage trat. Doch gibt es auch Ausnahmen, wie z. B. am Breiberge und am Rhöndorfer Tal. In den Gebieten dagegen, in denen das Alttertiär die Unterlage bildet, herrschen meistens die sanften und ebenen Formen vor, wenn es auch hier nicht an Ausnahmen fehlt, wie z. B. in der Gegend östlich des Drachenfelsen. An dem Gesamtbilde vermögen diese Ausnahmen jedoch nichts zu ändern.

Wenn die Decke alttertiärer Schichten in unserem Gebiete auch wohl nie ganz lückenlos gewesen ist, so ist das teils völlige Fehlen, teils starke Zurücktreten der alttertiären Schichten in den südlichen Teilen des Tuffgebietes in Verbindung mit der hier stärker entwickelten Gliederung zu auffällig, als daß man sich mit der Erklärung, es handle sich hier um ursprüngliche Verhältnisse, begnügen könnte. Dem widersprechen auch die Beobachtungen, wie ich sie in dem Gebiete östlich des Siebengebirges gemacht habe (Burre, 1930). Ich glaube die Gliederung der prätrachytischen Landoberfläche nur durch Erosion erklären zu können, durch welche die einst auch in den südlichen Teilen unseres Gebietes sicherlich vorhanden gewesenen alttertiären Schichten stellenweise ganz, stellenweise nur zum Teil abgetragen wurden. Dem folgte dann ein Annagen der nun zutage kommenden Devonschichten. Dabei ist offenbar die Erosionswirkung und das Herausmodellieren der kuppigen Landschaft besonders dadurch befördert worden, daß die Tiefgründigkeit der eozänen Vertonung außerordentlich verschieden ist, wie oben bereits betont wurde. Die wenig festen, oft tief hinunter reichenden, tonigen Massen wurden herausgespült und die widerstandsfähigeren, von der Vertonung nicht angegriffenen Teile der devonischen Schiefer und Grauwacken blieben als Kuppen stehen.

Diese in den südlichen Teilen unseres Gebietes stärkere Erosionstätigkeit als im Norden setzt aber eine Verschiebung der gegenseitigen Höhenlage voraus, sei es nun eine Senkung im Norden, sei es eine Hebung im Süden. Ich neige der Ansicht zu, daß es sich um eine Hebung im Süden handelt, die besonders stark auf dem rechten Rheinufer gewesen sein muß, da hier die Gliederung der Landoberfläche am stärksten ist. Es liegt nämlich die Vermutung nahe, daß diese Hebung ein Vorbote der bald einsetzenden gewaltigen vulkanischen Tätigkeit unseres Gebietes ist, die ja im Siebengebirge von erheblich größerer Intensität gewesen ist, als auf dem linken Rheinufer. Danach würde sich der

so auffällige heutige Gegensatz zwischen den beiden Ufern des Rheins in dieser Gegend schon damals abgezeichnet haben.

Ich komme also zu dem Schluß, daß die Landoberfläche vom Ausgange des Alttertiärs bis zum Ausbruche des Trachyttuffes vor allem im Süden durch Erosion eine starke Gliederung erfahren hat. Das läßt darauf schließen, daß der Tuffausbruch nicht in die älteste Untermiozänzeit, sondern in eine etwas jüngere Zeit zu verlegen ist. Ob der Ausbruch im Burdigal erfolgt ist, wie oben angedeutet wurde, läßt sich natürlich nicht mit Bestimmtheit sagen.

Hier sei noch kurz darauf hingewiesen, daß die heutigen Täler am Rande der Tuffverbreitung an manchen Stellen mit den prätrachytischen Vertiefungen zusammenfallen. Derartige Beobachtungen können wir z. B. an der Löwenburg, ferner am Nachtigallentale und an verschiedenen anderen Stellen machen. Diese Tatsache findet eine einfache Erklärung dadurch, daß die meist lockeren Tuffmassen leichter abgeschwemmt werden als die festeren devonischen Schiefer. Dadurch werden naturgemäß die alten Vertiefungen zuerst wieder ausgeräumt, wodurch der heutigen Talbildung vorgearbeitet wird.

4. Die Veränderungen der prätrachytischen Landoberfläche durch den Eruptionsmechanismus im Jungtertiär

Die prätrachytische Landoberfläche wurde nun an einer oder mehreren Stellen beim Ausbruche der Tuffe durchschlagen, um diesen einen Weg an die Oberfläche zu bahnen. Bei der Größe der ursprünglichen Tuffverbreitung, wie sie sich aus den zahlreichen vereinzelten Vorkommen, z. T. in erheblicher Entfernung von dem heutigen geschlossenen Tuffgebiete, ergibt, ist mit Sicherheit anzunehmen, daß außer den bisher bekannt gewordenen Durchbruchsstellen noch mehr vorhanden gewesen sind. Sie dürften in erster Linie im Siebengebirge zu suchen sein.

Anhaltspunkte für die ungefähre Lage von Durchbruchsstellen haben wir in der Anreicherung von Gesteinsfragmenten der durchschlagenen Schichten in den Trachyttuffen. Diese, gegenüber den leichten Tuffmassen, verhältnismäßig schweren Bestandteile werden stets in der Nähe des Kraters niedergefallen sein. Durch einen besonders hohen Gehalt an devonischen Gesteinen ist nach Laspeyres der sog. Einsiedeltuff ausgezeichnet, der sich vor allem im Einsiedlertale am Südostrande des Siebengebirges findet. In dieser Gegend können wir also eine Ausbruchsstelle vermuten. Ähnliche Beschaffenheit hat der sog. Höllentuff Laspeyres' in der Gegend östlich von Königswinter. Diese Tatsache in Verbindung mit der „trichterförmigen Eintiefung im Devon zwischen Petersberg, Hirschberg und Drachenfels am Ausgange des Mittelbach- und des Nachtigallentales" war die Veranlassung, daß Laspeyres (S. 22 und 58) an dieser Stelle eine Ausbruchsstelle des Trachyttuffes annahm. Die westliche Hälfte dieser Eintiefung, die einem Krater durchaus ähnlich sei, mit einem oberen Durchmesser von 1500 m, sei bei der Eintiefung des Rheintales unter die 180-m-Linie zur Diluvialzeit abgetragen worden. Die Beschaffenheit des Höllentuffes ist es vor allem, die mich veranlaßt, der Ansicht von Laspeyres, daß in dieser Gegend eine Ausbruchstelle liegt, zuzustimmen. Die trichterförmige Eintiefung an sich läßt sich auch auf andere Weise ebenso zwanglos erklären, wie noch gezeigt werden wird.

Hinsichtlich der Form und Größe weichen jedoch meine Ansichten nicht unerheblich von denen Laspeyres' und Uhlig's ab. Letzterer zeichnet ein

Profil durch den „Tuffkrater von Königswinter" vom Saurenberge, der Westflanke des Nachtigallentales, über die Höllenschlucht und das Mittelbachtal bis zu den Schiefervorbergen südlich des Petersberges (S. 25). Stellen wir einmal den tatsächlichen Umfang dieser Eintiefung fest, so kommen wir für den im heutigen Gebirge liegenden Teil auf einen Durchmesser von 2—3 km; denn wir müssen dann die Ostgrenze ungefähr am Remscheid ziehen. Und nehmen wir mit Laspeyres an, daß der Krater sich noch erheblich weiter nach Westen in das heutige Rheintal erstreckt hat, so kommen wir zu ganz gewaltigen Abmessungen.

In das Gebiet des Kraters würden auch die Ablagerungen am Wintermühlenhof fallen, wo die Grenze zwischen dem Tuff und seinem Liegenden bei 130 m gut aufgeschlossen ist. Die alttertiären Schichten liegen an dieser Stelle nahezu horizontal und werden von den Tuffen normal überlagert. Die hier zu beobachtenden kleinen Störungen, die von Kranz ausführlich beschrieben sind, haben so geringe Sprunghöhen, daß aus ihnen nicht auf größere Schollenverschiebungen geschlossen werden kann. Ich vermag mich den Ansichten von Kranz nicht anzuschließen, halte es vielmehr für möglich, ja für wahrscheinlich, daß die Störungen wenigstens z. T. durch Rutschungen der mächtigen Sandstein- und Quarzitbänke auf den weichen Tonen zu erklären und damit durchaus örtlicher Natur sind. Ich halte es aber für unmöglich, daß sich eine derartig gleichmäßig und wenig gestörte Lagerung in einem Tuffkrater erhalten konnte.

Auch die Unterlage der Tuffe im Nachtigallentale zeigt nicht das wirre und unregelmäßige Durcheinander, wie wir es an sonstigen Durchbruchstellen zu beobachten gewohnt sind. Die Tuffe liegen so gleichmäßig auf den Unregelmäßigkeiten der Devonoberfläche, deren Formen durchaus mit denen übereinstimmen, wie sie am Südrande der Tuffverbreitung vorkommen, daß kaum ein Grund vorliegen dürfte, an dieser Stelle unter allen Umständen einen Tuffkrater annehmen zu müssen. Für die N ä h e eines Kraters sprechen nur die zahlreichen Bruchstücke devonischer Gesteine in dem Tuff.

Wenn man die ganze Eintiefung in der Grenzfläche östlich von Königswinter auf vulkanischen Einfluß zurückführen will, so kann man das nur in der Weise tun, daß man sie für einen Einbruch in der Nähe der Durchbruchsstelle erklärt, der durch den Massendefekt in der Tiefe hervorgerufen ist. Diese Eintiefung würde dann als eine Einbruchskaldera anzusprechen sein. Es ist aber auch möglich, daß der Einbruch erst später mit den jüngeren Schichtenverschiebungen erfolgt ist. Ein Zusammenhang mit den vulkanischen Ereignissen würde dann in der Richtung zu suchen sein, daß man hier eine geschwächte Stelle in der Erdkruste annimmt.

Für die tiefe Einsenkung in der Grenzfläche zwischen Tuff und seinem Liegenden östlich von Königswinter reicht also die Erklärung durch einen Tuffkrater a l l e i n n i c h t aus, wenn ich auch das Vorhandensein eines solchen in dieser Gegend durchaus nicht bestreiten will. Der Durchbruchskanal nimmt jedenfalls von dieser Eintiefung nur einen kleinen Teil ein.

Die beiden sonst bekannten Durchbruchsstellen des Trachyttuffs liegen auf dem linken Rheinufer. Die südliche, die von Rauff (1923) beschrieben ist, liegt in der Gegend von Ödingen am Schießgraben. Hier zeigt der Tuff in der „Rolandgrube", einem Tagebau auf feuerfeste Materialien, einen „so verwickelt gestörten Aufbau, wie er bei vulkanischen Durchschlagskanälen bekannt ist". Der Trachyttuff besitzt hier außerdem einen außerordentlich hohen Gehalt von

Beimengungen des durchschlagenen Gebirges, vor allem von tertiären Gesteinen, die hier in großem Umfange das Liegende bilden.

Die nördliche Durchbruchsstelle des Trachyttuffes ist von Wilckens (1926) in der Grube „Gute Jette", einem Tagebau auf Sande der Vallendarer Schichten, entdeckt. Der Tuff setzt hier durch die oberoligozänen Schichten hindurch in das Devon fort. Er wird von einem Mantel von „Geröllton, einem Gemenge von Trümmern der durchschlagenen Nebengesteine, Devonton, Geröllen der Vallendarer Schichten mit wenig Trachytmaterial" umgeben. Dieser Geröllton ist das Produkt eines ersten Durchbruches, der eigentliche Tuff das eines zweiten (Wilckens, 1926, S. 39).

„Unmittelbar nach dem Tuffausbruche war die Oberflächengestaltung des damaligen Siebengebirges eine vulkanische Hügellandschaft mit einigen größeren oder mehreren kleineren Tuffkratern" (Laspeyres, S. 59).

Der Vollständigkeit halber sind hier noch die Durchbruchsstellen zu nennen, durch die die Ergüsse von Trachyt, Andesit und Basalt an die Oberfläche gelangt sind. Ein Teil von ihnen wird mit den Tuffkratern zusammenfallen, ein großer Teil der Durchbrüche ist aber sicher auch selbständig an anderen Stellen neu entstanden.

5. Jüngere Schichtenverschiebungen.

Das allgemeine Absinken der Grenzfläche zwischen dem Trachyttuff und seinem Liegenden beträgt auf dem rechten Rheinufer von der Südgrenze der Haupttuffverbreitung bis zu den bekannten nördlichsten Punkten im Durchschnitt etwa 150—200 m. Dieser Höhenunterschied ist meines Erachtens nicht nur auf Absinken einzelner Schollen im Norden, oder was für unsere Betrachtungen das gleiche bedeutet, durch Hebung im Süden zu erklären. Ein mindestens gleicher Betrag ist einer Schrägstellung des ganzen Gebietes bzw. der einzelnen Schollen zuzuschreiben. Das ergibt sich aus der im großen und ganzen gleichmäßigen und stetigen Abnahme der Höhenlage der Grenzfläche zwischen Tuff und seinem Liegenden, wie wir sowohl am Ost- als auch am Westrande der Haupttuffverbreitung feststellen konnten. Die Eintiefung östlich von Königswinter kann dabei außer Betracht bleiben, da sie eine örtlich begrenzte Erscheinung mit besonderen Ursachen ist. Wenn auch ein Teil dieser Schrägstellung wahrscheinlich bereits in prätrachytischer Zeit erfolgt ist, wie oben bereits ausgeführt wurde, so ist der Hauptbetrag doch mit Sicherheit in eine jüngere Periode zu verlegen. Die Schrägstellung ist ohne Zweifel mit der Bildung der niederrheinischen Bucht in Verbindung zu bringen. Sie ist älter als die diluvialen Terrassen, da diese nicht mehr von ihr berührt werden, vielmehr südlich und nördlich des Siebengebirges in Höhenlagen auftreten, wie es das allgemeine Flußgefälle von Süden nach Norden verlangt.

Hier haben wir also die gleiche Schrägstellung der Schollen mit einer Neigung nach Nordnordwesten bis Nordwesten, wie sie Fliegel (1922, S. 144) im Gebiete der Niederrheinischen Bucht ausführlich beschrieben hat.

Eine den rechtsrheinischen Verhältnissen entsprechende Schrägstellung von Süden nach Norden können wir auf dem linken Rheinufer feststellen. Doch ist hier der Absenkungsbetrag nach Norden erheblich geringer, die Neigung der Scholle also eine geringere, da die Grenzfläche links des Rheins im Süden an sich erheblich tiefer liegt. Dieser Gegensatz läßt sich meines Erachtens befriedigend nur durch die Annahme erklären, daß beide Gebiete durch eine oder mehrere Störungen voneinander getrennt sind, wir also mit anderen

Worten zwischen einer linksrheinischen und einer rechtsrheinischen Scholle unterscheiden müssen. Nach den früheren Ausführungen erscheint die westliche Scholle gegen die östliche abgesunken.

Über die Lage dieser die beiden Schollen voneinander trennenden Störungen liegen nur wenig sichere Anhaltspunkte vor. Fliegel (1922) hat schon auf die „trompetenartige Erweiterung des Rheintales von Rolandseck bis Bonn" hingewiesen und sie für einen Grabeneinbruch erklärt. Nach Rauff gehen die Randverwerfungen dieses Grabeneinbruches nicht unmittelbar am Steilhange entlang, sondern sind unter den jüngeren Alluvionen des Rheintales zu suchen. Für das Auftreten einer Störung am Steilhange auf dem rechten Ufer spricht das kleine isolierte Tuffvorkommen östlich von Niederdollendorf, bei 75 m Höhe, unmittelbar am Fuße des Hanges am oberen Rande der Niederterrasse. Die Lage dieser Tuffmasse findet eine einfache Erklärung nur als eine an einer Störung hängengebliebene Scholle. Auch die fast schnurgerade Begrenzung der Eintiefung in der Grenzfläche östlich Königswinter, die, wie oben bereits angedeutet wurde und später noch weiter erörtert werden wird, als kesselartiger Einbruch zu erklären ist, spricht mehr für eine Störung als für das Ergebnis der Erosion, wie sie Wilckens (1927) für das Rheintal annimmt. Ich schließe mich also hier der Ansicht Fliegel's an und bin geneigt, die Begrenzung der Honnefer Bucht, jener eigenartigen Talerweiterung südlich des Siebengebirges gleichfalls für tektonisch bedingt zu halten. Mangels geeigneter Aufschlüsse ist allerdings einstweilen kein absolut sicherer Beweis zu führen.

Eine diesen Randbrüchen des Rheintalgrabens im großen und ganzen parallel, also gleichfalls etwa SSO—NNW verlaufende Verwerfung von etwa 100 m Sprunghöhe östlich des Siebengebirges im Pleisbachtale, die Fliegel als östliche Randverwerfung des Siebengebirges bezeichnet, ist bereits seit längerer Zeit bekannt (Laspeyres, Kaiser). Im Gegensatz zu Wilckens (1927, S. 226, Fußnote) bin ich der Ansicht, daß diese Störung im Süden weiter östlich liegt. Das tief eingeschnittene Tal des Pleisbaches mit seinem fast 100 m hohen Steilufer im Osten und dem flachen Anstieg im Westen spiegelt den Verlauf der Störung deutlich wieder: Auf dem rechten Ufer liegen die Reste der präoligozänen Landoberfläche in der Gegend von Rottbitze, Ägidienberg und Brüngsberg und etwas weiter nach Osten bei Eudenbach durchschnittlich ungefähr 50 m höher als die entsprechenden Teile auf dem linken Ufer bei Ittenbach, Kippenhohn usw.

Die sich bei Uthweiler von der Pleisbachverwerfung nach Norden abzweigende Störung ist nach Fliegel (1922) bis zur Mündung des Wahnbachtales zu verfolgen und schließt mit dieser die sog. „Rottscholle" ein (Wilckens, 1927).

Im Siebengebirge stößt die Feststellung von Störungen wegen der großen Tuffdecke, die den Untergrund nur an wenigen Stellen erkennen läßt, naturgemäß auf Schwierigkeiten. Die von Kranz beschriebenen kleinen Störungen haben meines Erachtens wegen ihrer geringen Sprunghöhe nur örtliche Bedeutung. Zudem geht Kranz meist von der Höhenlage der Tone aus, was, wie oben bereits ausgeführt wurde, mit Rücksicht auf die Entstehung der Tone nicht immer zu sicheren Ergebnissen führen dürfte. Doch soll nicht bestritten werden, daß zahlreiche derartige Störungen vorhanden sind, nur erscheint mir die Festlegung besonders bei geringen Höhenunterschieden außerordentlich unsicher.

Wie schon früher betont wurde, verlangen nur die großen Unterschiede in der Höhenlage der Grenzfläche eine Erklärung durch Schichtenverschiebungen. Den bedeutendsten Unterschied in der Höhenlage der Grenzfläche haben wir nun ohne Zweifel in der großen Eintiefung östlich von Königswinter, in deren tiefster Stelle ungefähr wir eine Ausbruchsstelle der Trachyttuffe annehmen können (s. Abschn. 4). Diese Vertiefung stellt meiner Ansicht nach in der Hauptsache einen kesselartigen Einbruch dar, der rings von Störungen umgeben ist. Dabei ist es für die folgenden Betrachtungen gleichgültig, ob man den Einbruch als rein tektonisch bedingt ansieht, oder ob er unmittelbar oder mittelbar von der vulkanischen Tätigkeit veranlaßt ist. Ob und wie weit dieser Kesseleinbruch nach Westen über die östliche Rheintalspalte fortsetzt, oder mit anderen Worten, ob er von dieser gewissermaßen in zwei Hälften zerschnitten wird, läßt sich nicht sagen.

Die in die Karte eingetragene nördliche Randverwerfung des Kessels ist durch die geringe Höhenlage der Grenzfläche in der Schürfung am Liebesbrünnchen, in der Devon bei 120 m Höhe angetroffen wurde, und am Wintermühlenhofe bei 130 m gegenüber der Höhe des Tuffes von 205 m am Petersberge gegeben. Die östliche Verwerfung mußte östlich des Wintermühlenhofes und südöstlich der tiefen Lage der Grenzfläche zwischen Drachenfels und Drachenburg gezogen werden. Östlich dieser Verwerfung ist noch ein Staffelbruch zwischen Wintermühlenhof und dem Aufschluß der Grenzfläche am Remscheid anzunehmen.

Es unterliegt natürlich keinem Zweifel, daß diese wenigen besprochenen und in die Karte eingetragenen Sprünge nicht die einzigen sind, die in dieser Gegend vorhanden sind. Ohne Frage sind es viel mehr. Die eingetragenen Verwerfungen sollen nur das Grundsätzliche des tektonischen Aufbaues wiedergeben. Das verhältnismäßig steile Einfallen der Grenzfläche von 30—40° im Nachtigallental ist vielleicht auf Schrägstellung einzelner Schollen zurückzuführen.

Von weiteren Störungen im rechtsrheinischen Tuffgebiete ist noch eine südlich von Heisterbach anzuführen, die durch die tiefe Lage der Grenzfläche an dieser Stelle (160 m) gegenüber dem Gebiete des Petersberges (205 m) begründet wird. Der durch diese Störung und die östliche Rheintalspalte eingeschlossene Horst entspricht dem südlichen Teile des Hardthorstes Fliegel's (1922). Eine weitere Verfolgung der Störung nach Norden ist bei der fast gleichen Höhenlage der Grenzfläche am Südrande der Dollendorfer Hardt, am Hohzelter Berge und bei Boserodt nicht möglich.

Schließlich sei noch die kleine Störung auf der Rostinger Heide erwähnt, die mit 5—6 m Sprunghöhe Trachyttuff neben oberoligozäne Quarzite legt (vgl. Burre, 1930, S. 23).

Linksrheinisch sind außer der vermuteten westlichen Rheintalspalte noch einige Störungen in der Gegend von Ödingen zu nennen, die durch die recht tiefe Lage der Grenzfläche bei 164 m in der Bohrung, inmitten der hier sonst vorherrschenden Höhe von 200—230 m begründet erscheinen. Ich nehme hier einen kleinen Grabeneinbruch an.

Auf die Beziehungen der vorwiegend SSO—NNW verlaufenden Störungen zu den vulkanischen Gängen des Siebengebirges und der Anordnung der Durchbrüche in Reihen ist bereits in früheren Abhandlungen verschiedentlich eingegangen worden (Laspeyres, Uhlig, Fliegel, 1922; Burre & Hoffmann).

Zusammenfassung

Das Liegende des Trachyttuffes am Südrande der Niederrheinischen Bucht wird teils von devonischen Schichten, teils von Eozäntonen und teils von Vallendarer Schottern gebildet. Am Ausgange des Alttertiärs müssen wir ein flaches Gelände ohne wesentliche Höhenunterschiede annehmen.

Die in der Grenzfläche des Trachyttuffes auftretenden Unebenheiten sind teils prätrachytische Formenelemente, teils durch den Eruptionsmechanismus bedingt, teils durch jüngere Schichtenverschiebungen hervorgerufen.

Zwischen dem Ausgange des Alttertiärs und dem Ausbruche der Trachyttuffe, der vermutlich in das Burdigal zu verlegen ist, wurde in den südlichen Teilen des späteren Tuffgebietes durch Erosion eine kuppige Landschaft gebildet, der ein flaches, fast ebenes Gebiet im Norden gegenüberstand.

Die prätrachytische Landoberfläche ist an verschiedenen Stellen von Tuffkratern durchbrochen, von denen drei, je einer östlich Königswinter, bei Ödingen und bei Niederbachem bekannt sind.

Die verschiedene Schrägstellung der Schollen auf dem rechten und auf dem linken Rheinufer läßt auf Störungen in dem Rheintal, das durch einen Grabeneinbruch bedingt zu sein scheint, schließen. Die Scholle westlich des Rheins ist abgesunken. Die Eintiefung in der Grenzfläche östlich Königswinter ist ein Kesseleinbruch, bei dessen Entstehung die vulkanische Tätigkeit wahrscheinlich von Einfluß gewesen ist. Einige andere Störungen lassen Horste und Grabeneinbrüche erkennen.

Angeführte Schriften:

Burre, O. & Hoffmann, A.: Basaltlinien im nördlichen Mittelrheingebiete. — Dies. Jb. **49**, 1928.

Burre, O.: Das Oberoligozän und die Quarzitlagerstätten unmittelbar östlich des Siebengebirges. Mit Beiträgen von E. Zimmermann. — Archiv Lagerstättenforschg. **47**, 1930.

Fliegel, G.: Die Beziehungen zwischen dem marinen und dem kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. — Z. deutsch. geol. Ges., Mon.-Ber. **63**, 1911.

—: Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Mon.Ber., **65**, 1913.

—: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. — Abhandl. preuß. geol. Landesanst. N. F., **92**, 1922.

Kaiser, E.: Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. **54**, 1897.

Klüpfel, W.: Der Westerwald. — Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. 1927/28, Bonn 1928.

Kranz, W.: Zur Tektonik des Siebengebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., M.-Ber., **62**, 1910.

Laspeyres, H.: Das Siebengebirge am Rhein. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. **57**, 1900.

Mangold, G.: Über die Altersfolge der vulkanischen Gesteine und der Ablagerungen des Braunkohlengebirges im Siebengebirge. — Diss. Kiel 1888.

Rauff, H.: Erläuterungen zu Bl. Godesberg der Geol. Karte von Preußen. Lief. 214. Berlin 1923.

Uhlig, J.: Die Entstehung des Siebengebirges. — Die Rheinlande in naturwissenschaftl. und geogr. Einzeldarstellungen, **10**, Braunschweig und Berlin 1914.

Wilckens, O.: Materialien und Beiträge zur Geologie und Paläomtologie der Umgegend von Bonn. IV—VII. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. **83**, 1926.

—: Geologie der Umgegend von Bonn. Berlin 1927.

Druckfertig eingereicht am 22. Januar 1932.
„Imprimatur“ erteilt am 4. Mai 1932.

Oberemscher und Untersenon in der Umgebung von Hamm (Westf.)

Von Edmund Beyenburg, Berlin

In seiner Arbeit „Zur Stratigraphie und Faziesbildung im Oberemscher und Untersenon am Südrande des Beckens von Münster" stellt L. Riedel (1931) für das Gebiet zwischen Recklinghausen und Lünen ein Normalprofil für den Oberemscher und das Untersenon auf. Als Beweismaterial dient ihm hierzu die Mutationsreihe von *Gonioteuthis westfalica* Schlüt. — *granulata* Blv. — *quadrata* Blv., „da jedes Glied derselben einem ganzen bestimmten Zeitabschnitt entspricht" und „das Auftreten etwa älterer Schichten zwischen jüngeren an dem Vorkommen des älteren Mutanten sogleich zu erkennen ist" (S. 610). Daraus ergab sich die Tatsache, daß die im westlichen Industriebezirk durch Löscher (1929) und Breddin (1929) nachgewiesene, herzynisch streichende Bruchfaltentektonik im östlichen Bezirk nicht mehr vorhanden ist. Die Schichten fallen vielmehr mit konstanter Neigung nach dem Beckeninnern zu ein.

In das so gewonnene Normalprofil ordnete Riedel die horizontmäßig aufgesammelten Inoceramen, Ammoniten, Scaphiten usw. ein, wobei er besonderen Wert auf die Inoceramen legte und gleichzeitig nach ihnen die einzelnen Stufen benannte. Wenn auch die übrigen Fossilien nach seiner Ansicht gleichwertig neben den Inoceramen stehen, so verdienen diese doch eine bevorzugte Stellung, da sie nach den Arbeiten von R. Heinz für eine weltweite vergleichende Kreidestratigraphie besonders geeignet sind. So paßt denn auch die Aufeinanderfolge der Inoceramen in Westfalen, soweit sie bisher bekannt sind, und von unwesentlichen Einzelheiten abgesehen, in das von R. Heinz (1928) aufgestellte Kreide-Normalprofil von Lüneburg.

In der folgenden Tabelle seien die stratigraphischen Beziehungen der Inoceramen und Belemniten zueinander in einer vereinfachten Übersicht nach Riedel wiedergegeben, soweit sie für unsere Zwecke notwendig ist.

	Inoceramen	Belemniten
Untersenon	*Inoc. patootensis* De Lor.	
	Inoc. lingua Goldf.	$^1/_4$
	Inoc. pinniformis Will.	$^1/_5$ $^1/_6$
	Inoc. steenstrupi De Lor.	$^1/_8$ $^1/_7$ $^1/_6$ $^1/_{10}$ $^1/_9$ $^1/_8$ $^1/_7$ $^1/_6$
Oberemscher	*Inoc. cordiformis* Sow.	$^1/_{10}$ $^1/_9$ $^1/_8$ $^1/_{10}$

Auf Grund der paläontologischen Funde zieht Riedel in dem genannten Gebiet die Schichtgrenzen zwischen Oberemscher und den einzelnen Stufen des Untersenon auf seiner Karte (vgl. Taf. 72) im Einklang mit den Ergebnissen

von BREDDIN (1929) in fast genau ost-westlicher Richtung, eine Tatsache, die sich ja auch aus der Tiefbohrkarte Bl. Dortmund von BÄRTLING ergibt. Dieselbe Schichtmächtigkeit erstreckt sich nun aber auch noch weiter nach Osten bis über Hamm hinaus, so daß die große Wahrscheinlichkeit bestand, daß sich die von RIEDEL aufgestellten Stufen in der gleichen geographischen Höhe weiter nach Osten über Lünen hinaus ziehen, d. h. daß auch hier ein Normalprofil vorliegt. Bei der geologischen Aufnahme von Bl. Hamm bestätigte sich diese Auffassung und damit zugleich die Richtigkeit der Einteilung von RIEDEL. An mehreren Stellen konnte im Bereich von Bl. Hamm eine größere Anzahl von Belemniten gesammelt werden. Außerdem wurde mir von Herrn Museumsdirektor L. BÄNFER, Hamm, eine größere Aufsammlung aus der Umgebung von Hamm, z. T. von denselben Fundpunkten, freundlichst zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte.

Es seien zunächst die einzelnen Fundpunkte und deren Fossilführung näher beschrieben, um daran anschließend auf die Ergebnisse einzugehen. Wenn auch die Fundstellen nicht sehr zahlreich sind, so genügen sie dennoch, um im Kartenbereich die Schichtgrenzen festlegen zu können. Andererseits sind auch nur sehr wenige Aufschlüsse vorhanden, die eine genügend große Anzahl von Belemniten liefern können. Denn ein einzelner Fund besagt über das Alter der Schicht nur sehr wenig, da es sich bei den Belemniten ja um eine Fluktumutationsreihe handelt. Nur mit einer größeren Anzahl von Stücken, deren Alveole unversehrt ist, läßt sich nach dem prozentualen Auftreten und Überwiegen einer Formengruppe das Alter bestimmen.

Die petrographische Ausbildung der gesamten Schichten bleibt im ganzen Blattbereich gleich, Oberemscher und Untersenon sind als dunkelgraue tonige Mergel ausgebildet. Bei einer stratigraphischen Gliederung ist man also rein auf die Fossilführung angewiesen.

Aus dem großen Aufschluß bei Lohauserholz, an dem Westabfall der Berger Höhe, konnten folgende Belemniten bestimmt werden.

Tiefe der Alveole mm	Länge des Rostrums mm	Verhältnis der Alveolentiefe zur Länge des Rostrums 1 :
9,7	51,4 + 2[1])	5,5
8,5	45,8 + 1	5,5
9	52,5	5,8
9	53,5	6
8	49,5 + 1	6,3
7	44,5	6,4
7	45,6	6,5
9	60	6,6
6,5	44	6,8
7	46,8 + 1	6,8
7	51,7	7,2
7,5	54,8	7,3
6,5	49,5	7,6
6	49,8	8,3
5	42,7	8,5
5	44,5	9
5,5	51,5	9,3

[1]) Die Zahl + 2 bzw. + 1 mm zeigt an, daß das unterste Ende des Rostrums, meist der Mucro, nicht mehr ganz erhalten ist. Deswegen wird dieser Wert addiert, um die wahrscheinliche Länge zu erhalten.

Ganz vereinzelt erscheint also noch eine Westfalicus-Form, *Gonioteuthis westfalica-granulata* ist noch häufiger vertreten, aber in der Hauptsache sind es bereits echte Granulatenformen ($^1/_6$—$^1/_7$). Nach der Einteilung von Riedel befinden wir uns also in der unteren Abteilung der Stufe des *Inoceramus pinniformis* Will.

Einer höheren Abteilung derselben Schichten entsprechen die grauen Mergel in der Ziegelei Jucho in der Wilhelmstraße in Hamm. Von dort lagen folgende Formen vor.

Tiefe der Alveole mm	Länge des Rostrums mm	Verhältnis der Alveolentiefe zur Länge des Rostrums 1 :
13	62,8 + 2	4,9
13	65,4	5
12	60	5
11,2	58	5,2
11,8	61,5	5,2
11	59	5,3
9	51,8	5,7
12,7	72	5,7
9,3	55,2	5,9
9	54,6	6
9	54,4	6
10,8	64,6	6
10	59,6	6
7,5	47,3	6,3
9,5	61	6,4
9	58,5	6,5
8	55,4	6,9
7,5	51,5	6,9
7,8	54	6,9
7,5	51,8	6,9
7	49	7
7	49,5	7
7,5	53,2	7,1
7	49,9	7,1
8,3	59	7,1
7	50,6	7,2
8	55,4	7,2
9	66,3	7,4
6,5	48	7,4
8	60,2	7,5
8	60	7,5
7,5	57	7,6
6,5	50,2	7,7
7	54	7,7
7,2	56	7,7
7,5	57,5	7,7
5	38,8	7,7
6	47,4	7,9
6,7	53	7,9
8	57	8,1

Es handelt sich also hier um die höheren Pinniformisschichten, in denen Westfalicusformen nicht mehr vorhanden sind, Granulatenformen entschieden vorherrschen, aber auch schon Übergänge zu Quadratenformen vorliegen.

Vom Rothebach, in der Nähe des Oberlyzeums, stammen Funde, die schon die Übergangszone zu den Patootensisschichten darstellen. Neben echten Granulatenformen hat *Gonioteuthis granulata-quadrata* das Übergewicht.

Tiefe der Alveole mm	Länge des Rostrums mm	Verhältnis der Alveolentiefe zur Länge des Rostrums 1:
12,4	52	4,2
13,8	61,9 + 1	4,6
10	54	5,4
12	63 + 1,5	5,4
11	61,3 + 2	5,7
14	81,6	5,8
10,5	59 + 2	5,8
10,8	64 + 1	6
8,5	54	6,3

Von der ehemaligen, jetzt ersoffenen Ziegelei der Zeche Radbod lagen nur wenige Stücke vor, die folgende Werte ergaben.

Tiefe der Alveole mm	Länge des Rostrums mm	Verhältnis der Alveolentiefe zur Länge des Rostrums 1:
18	67	3,7
19,3	74	3,8
13	53,7	4,1

Auch diese wenigen Exemplare zeigen einen einheitlichen Formenkreis, es sind typische Quadratenformen, die nach RIEDEL die Schichten mit *Inoceramus patootensis* DE LOR. einleiten, also zur oberen Stufe des Untersenon gehören.

Vergleichen wir nun die geographische Lage der beschriebenen Fundpunkte mit den östlichsten Fundstellen RIEDEL's aus der Umgebung von Lünen, so ergibt sich, daß die Grenzen zwischen Oberemscher, Pinniformis- und Patootensisschichten in beiden Untersuchungsgebieten sehr gut aneinander anpassen und sich in fast genau westöstlicher Richtung fortsetzen.

Damit bestätigt sich die Ansicht RIEDEL's und läßt sich vorläufig auf das Gebiet bis nach Hamm hin ausdehnen: die Schichten fallen regelmäßig und schwach geneigt nach Norden ein. Eine Bruchfaltentektonik ist in diesem Bereich nicht mehr vorhanden, die konstante Mutationsreihe der Belemniten, deren Fundpunkte in südnördlicher Richtung aufgezählt wurden, gibt dies klar zu erkennen. Wenn auch die einzelnen stratigraphischen Schichten entsprechend dem heutigen Gebrauch nach den leitenden Inoceramen benannt und gegliedert wurden, ohne daß diese selber in dem Gebiet gefunden wurden, so ist dies möglich geworden durch die Eingliederung der Inoceramen in das Normalprofil, wie RIEDEL es dargelegt hat. Andererseits behalten aber auch gerade die Belemniten durch ihre Mutation großen Wert für eine sehr genaue und eingehende Altersbestimmung der westfälischen Kreidebildungen.

Das größere zusammenhängende Kreidegebiet zwischen Rottum—Lerche—Nordbögge—Altenbögge und die am Nordabhang des Bönener Plateau ausstreichende Kreide gehört somit zum Oberemscher. Das Untersenon mit den

Pinniformisschichten beginnt in der Höhe vom Pinninghof—Pelkum, die Patootensisschichten setzen im engeren Stadtgebiet von Hamm ein und bilden die nördlich der Lippe gelegenen Kreidevorkommen. Demnach verläuft die Emschergrenze gegen das Senon südlicher als BÄNFER sie angibt (1926), da einige seiner Bestimmungen durch unvollkommene Präparation der Alveole nicht genau sind. Die Berger Höhe mit dem großen Aufschluß bei Lohauserholz gehört bereits zu den Pinniformisschichten.

Angeführte Schriften:

BÄNFER, L.: Die geologischen Verhältnisse des Stadtgebietes. Ein Beitrag zur Geologie des Lippetales. — Aus: 700 Jahre Stadt Hamm (Westf.), Festschrift zur Erinnerung an das 700jährige Bestehen der Stadt. Hamm 1926.

BÄRTLING, R.: Tiefbohrkarte des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens, Bl. Dortmund. Berlin.

BREDDIN, H.: Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. — Glückauf, **65**, S. 1157—1163, 1193—1198, Essen 1929.

HEINZ, R.: Das Inoceramenprofil der Oberen Kreide Lüneburgs. Mit Anführung der neuen Formen und deren Kennzeichnung. (Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen I.). — **21**. Jahresber. niedersächs. geol. Ver., S. 64, Hannover 1928.

LÖSCHER, W.: Kreide, Tertiär und Quartär an der unteren Lippe. — Ber. niederrhein. geol. Ver. 1927/1928, S. 136—153, Bonn 1929.

RIEDEL, L.: Zur Stratigraphie und Faziesbildung im Oberemscher und Untersenon am Südrande des Beckens von Münster. — Dies. Jb. f. 1930, **51**, II, S. 605—713, Berlin 1931.

Druckfertig eingereicht am 25. Febr. 1932.
„Imprimatur" erteilt am 2. Mai 1932.

Zur Tektonik des Lahn-Dill-Gebietes. 1. Über den Bau von Sattel- und Muldenschlüssen und die Bedeutung nordwestfallender Überschiebungen

Von Wilhelm Kegel in Berlin

(Mit 9 Textabbildungen)

Einleitung

Die Lagernatur der devonischen Roteisensteine des Lahn-Dill-Gebietes bedingt es, daß der Bergbau die erzführenden Gesteine im Streichen und Einfallen der Schichten aufsuchen muß. Die geschaffenen Aufschlüsse enthüllen somit den Faltenbau unmittelbar und in einem Umfang, wie er im Devon des Rheinischen Schiefergebirges sonst nirgends mehr angetroffen wird.

Meine Aufnahmen haben viele Beobachtungen zur Tektonik ergeben, über die ich in Einzelaufsätzen berichten will. Ihr Ziel soll sein, an Beispielen aus dem Bergbau die Gesetzmäßigkeiten tektonischer Erscheinungen aufzuhellen, um so die theoretischen Grundlagen für die praktischen Untersuchungen zu erweitern. Darüber hinaus werden die Beiträge, wie ich hoffe, unsere Kenntnis vom geologischen Bau eines wichtigen Sektors des varistischen Gebirges vermehren helfen.

Voraussetzungen

Wenn im folgenden von Eisensteinlagern gesprochen wird, so ist, sofern nichts anderes gesagt wird, stets das Grenzlager in Ahlburg's Sinn gemeint. Seine stratigraphische Stellung hat dieses Lager im Unteren Oberdevon, in den Zonen α—γ der Adorfer Stufe. Außer dem Eisenstein treten in diesen Zonen Tuffe, Kalke und Tonschiefer auf, die mit dem Eisenerz in vielgestaltigem stratigraphischen Verband stehen können. Der starke Fazieswechsel, der eine Eigenheit des Unteren Oberdevons im Lahn-Dill-Gebiet ist, betrifft den Eisenstein ebensosehr wie die genannten Sedimentgesteine; es besteht daher eine weitgehende gegenseitige Vertretungsmöglichkeit, die im einzelnen hier nicht zur Besprechung steht. Besonderer Wert muß aber auf die Feststellung der Horizontbeständigkeit des Grenzlagers im angegebenen Sinne gelegt werden mit Rücksicht darauf, daß H. Richter (1930) sie neuerdings in Zweifel gezogen hat. Im Laufe der Zeiten ist eine stattliche Zahl von Fossilfundpunkten im Eisenstein festgestellt worden. Diese Funde legen die Stratigraphie des Erzlagers eindeutig im obigen Sinne fest, wie neuerdings die paläontologischen Untersuchungen von H. Matern (1931) wiederum unter Beweis gestellt haben.

Außer den genannten Gesteinen beteiligen sich am geologischen Bau der im folgenden zu besprechenden Vorkommen noch der Schalstein im Liegenden des Grenzlagers und der Deckdiabas im Hangenden der oberdevonischen Sedi-

mente, sowie die mit diesem genetisch verknüpften Intrusivdiabase. Von den Gesteinen eruptiver Entstehung ist der Schalstein weitaus das mobilste, während den Diabasen bei steigender Mächtigkeit zunehmende Starrheit zu eigen ist. Sie werden darin von dem Eisensteinlager nur dort übertroffen, wo es als Eisenkiesel entwickelt ist.

Die folgenden Erörterungen gehen von den markscheiderischen Rissen als Grundlagen der Betrachtung aus. An Hand derselben soll das Verhalten des Eisensteinlagers im Sattel- und Muldenschluß dargelegt werden. Dabei wird

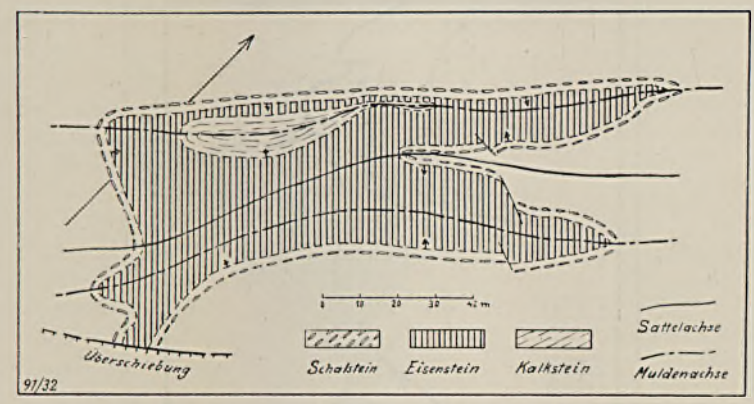


Abb. 1. Grundriß einer Doppelmulde von der 50 m-Sohle der Grube Georg-Joseph bei Gräveneck.

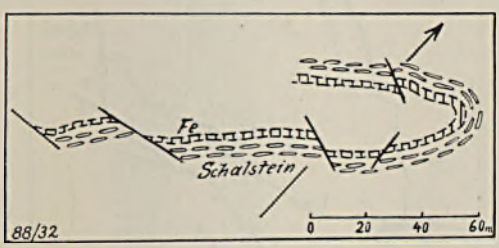


Abb. 2. Muldenschluß auf der 128 m-Sohle der Eisenzeche bei Oberscheld.

sich zeigen, daß die auftretenden Störungen gewissen Gesetzmäßigkeiten folgen, die für den Mechanismus der Faltenbildung von allgemeiner Bedeutung sind.

Für die Unterstützung meiner Arbeiten den Grubenverwaltungen des Lahn- und Dillgebietes hier zu danken, ist mir eine angenehme Pflicht.

Bruchlose Mulden- und Sattelschlüsse

Als Beispiel für bruchlose Mulden- und Sattelschlüsse sei zunächst ein Teil des Grundrisses der 50 m-Sohle der Grube Georg-Joseph (Bl. Weilburg) betrachtet (Abb. 1). Der Riß zeigt zwei Spezialmulden des Eisensteinlagers, von denen die nördlichere die hangenden Gesteine eingefaltet enthält. Die beiden Mulden werden durch einen Spezialsattel getrennt, dessen Achse gegen die

Mitte der Doppelmulde hin aus beiden Richtungen einschiebt. Die Figur zeigt auch, daß in den Mulden- und Sattelachsen die Mächtigkeit des Eisensteins erhöht ist; hier hat also eine Zusammenstauchung stattgefunden. Außer kleineren Bewegungen (Abscherungen an Schichtgrenzen, kleinen Transversalverschiebungen) hat die Faltung im Bereich der Doppelmulde keine Brüche ausgelöst.

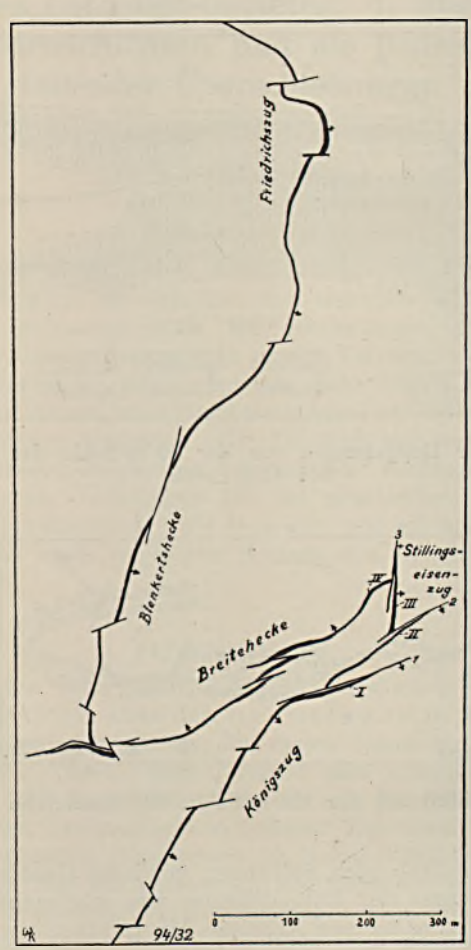


Abb. 3. Geologische Übersicht eines Teiles des Eibacher Lagerzuges im Scheldegebiet.

Ein weiterer Fall bruchlosen Muldenschlusses ist in der Abb. 2 dargestellt. Eine nennenswerte Stauchung hat im Muldenschluß hier nicht stattgefunden. Es ist ersichtlich, daß die dargestellten Transversalbrüche mit der Muldenumbiegung in keinem unmittelbaren Zusammenhang stehen.

Die angeführten Fälle mögen als Beispiele für bruchlose Sattel- und Muldenschlüsse genügen.

Gebrochene Sattel- und Muldenschlüsse

a) Der Sattel von Königszug—Stillingseisenzug

In den Feldern Königszug, Stillingseisenzug, Breitehecke, Blenkertshecke und Friedrichszug ist der Eibacher Lagerzug (Bl. Oberscheld) in größere Spezialfalten gelegt; vgl. Abb. 3. Auf den mit steiler Achse nach NO einschieben-

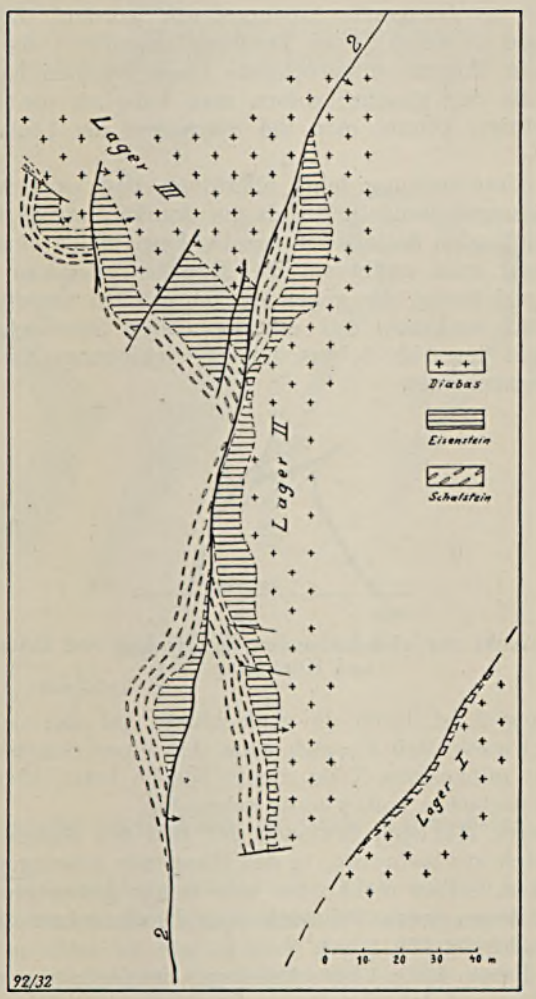


Abb. 4. Grundriß der 300 m-Sohle (Ostfeld) von Grube Königszug bei Oberscheld.

den Sattel von Königszug—Stillingseisenzug folgt querschlägig die flacher einschiebende Mulde von Breitehecke—Blenkertshecke und auf diese wieder der breite Sattel von Friedrichszug. Die bergbaulichen Aufschlüsse sind im Felde Stillingseisenzug und besonders Königszug am tiefsten vorgedrungen (400 m unter Talsohle). Die Abb. 3 zeigt den Bau des Sattelschlusses im Felde Stillingseisenzug, nach den Aufnahmen über Tage. Ein größeres Teilbild des-

selben Sattels vermittelt die Abb. 4, die das Ostfeld der 300 m-Sohle von Grube Königszug darstellt, soweit die Sohle bisher überfahren ist. Zur leichteren Verständigung sind die beteiligten Lagerstücke mit I—IV, die wichtigsten Störungen mit 1—3 bezeichnet.

Im Sattelschluß ist an den Bruchlinien 1, 2 und 3 das Lager durchgerissen; alsdann ist jeder Lagerteil an dem jetzt in seinem Liegenden befindlichen Lagerstück vorbei ins Hangende hineingepreßt worden. Zugleich hat jedes Stück, ohne gebogen zu werden, eine Drehung ausgeführt, die ihm die der Anordnung des ganzen Bogens entsprechende Lage gegeben hat. Dabei ist der Bewegungssinn stets der gleiche; sofern man lediglich die horizontale Komponente berücksichtigt, könnte man die Störungen als Linksverwerfer kennzeichnen.

Die genauere Untersuchung lehrt allerdings, daß es sich keineswegs um Horizontalverschiebungen handelt. In einiger Annäherung verlaufen die Bruchflächen der einschiebenden Sattelachse parallel bzw. bilden einen spitzen Winkel mit ihr. Untersucht man außerdem die Rutschstreifen, so ergibt sich eine schräge Bewegungsrichtung, die gegen die Sattelachse ansteigt. Zeichnet man also ein Profil, das senkrecht zur einschiebenden Sattelachse gelegt ist, so ergibt sich das Bild der Abb. 5, das den Überschiebungscharakter der Bruchlinien deutlich kennzeichnet.

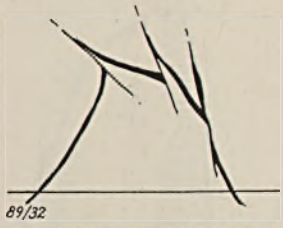


Abb. 5. Profil senkrecht zur einschiebenden Sattelachse von Grube Stillingseisenzug und Königszug.

Für die Störung 2 ist durch die Aufschlüsse auf den tieferen Sohlen von Königszug nachgewiesen, daß sie sich nach Art einer Schaufelfläche nach der Tiefe flacher legt; mindestens Teile dieser Fläche bzw. ihrer Verlängerungen müssen also die Sattelachse spitzwinklig schneiden.

Zusammenfassend läßt sich demnach der Bau des Sattelschlusses so kennzeichnen, daß er sich aus mehreren, in das Hangende hineingepreßten und übereinandergeschobenen, selbst nicht oder nur wenig gebogenen Lagerteilen zusammensetzt, von denen jedes Teilstück eine Drehung um die Sattelachse im Sinne des Bogens durchgeführt hat.

Wenn also in diesem Falle Überschiebungen im Gefolge von Scheitelbrüchen für das Zustandekommen des Sattelbogens von grundsätzlicher Bedeutung sind, so fehlen doch nicht völlig manche Begleiterscheinungen bruchloser Faltung, wie z. B. die Zusammenstauchung des Lagers im Scheitel; die Abb. 4 zeigt, daß das Lagerstück III im Liegenden der Störung 2 eine Mächtigkeitszunahme erfahren hat.

b) Die Mulde von Breitehecke—Blenkertshecke

Die im Sattelschluß erfolgten Einspießungen des Lagers ins Hangende haben ein Gegenbeispiel beim Muldenschluß. Im Falle der Mulde von Breite-

hecke—Blenkertshecke (Abb. 3) ist die Einspießung des Lagers nicht gegen das Hangende, sondern gegen das Liegende erfolgt. Sinngemäß ist hier die Störung, wenn man wieder nur ihre horizontale Komponente betrachtet, als Rechtsverwerfer anzusprechen. Projiziert man indessen die Bruchfläche auf ein senkrecht zur Achsenebene der Mulde gelegtes Profil, so ergibt sich, daß es sich hier um eine nordwestlich einfallende Überschiebung handelt, die die Muldenachse spitzwinklig kreuzt.

Nach der Tiefe sind im Bereich des Muldenschlusses die Aufschlüsse wenig vorgeschritten, die eingehendere Untersuchung ist hier daher nicht möglich.

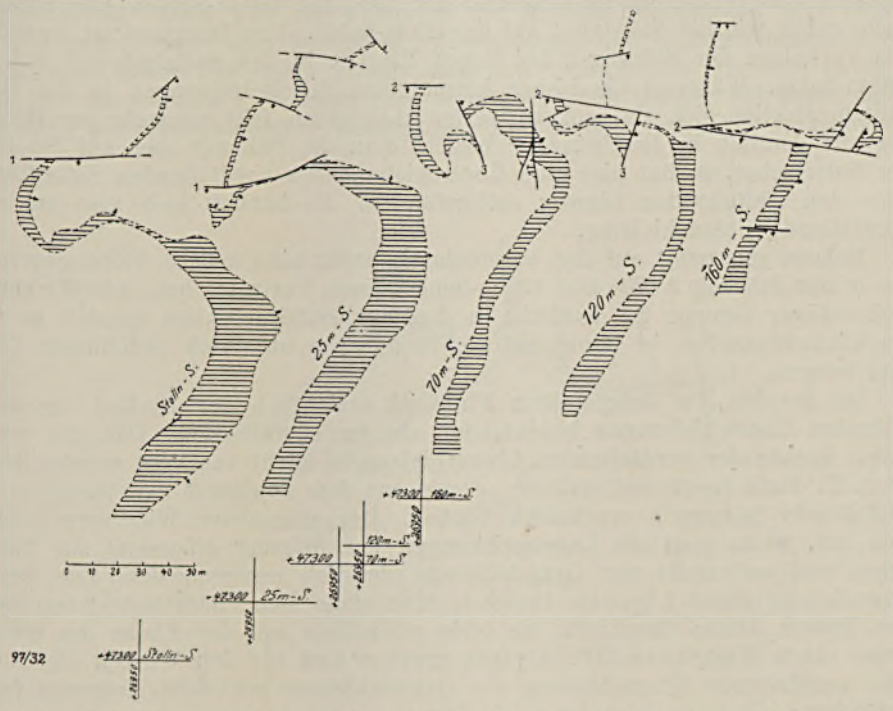


Abb. 6. Grundrisse einer Spezialfalte der Grube Friedrichszug bei Nanzenbach.

c) Die Falte von Grube Friedrichszug

Auf dem umlaufenden Teil des breiten Friedrichszug-Sattels hat sich im Felde Friedrichszug nahe der Markscheide gegen das Feld Eiserne Krone eine Spezialfalte mit geneigter Achse entwickelt, die in Abb. 6 auf mehreren Sohlen nach dem Grubenriß dargestellt ist. Damit sich in der Darstellung die einzelnen Schnitte nicht überdecken, sind sie in der Richtung des Achsengefälles auseinandergerückt. Das Maß dieser Verschiebung kann für jede Sohle aus dem angegebenen Koordinaten-Schnittpunkt entnommen werden.

Die Stollensohle zeigt einen im Scheitel zusammengestauchten Sattel, einen etwas ausgedünnten Mittelschenkel und eine im Kern ebenfalls, wenn auch weniger gestauchte Mulde. Auf dem Gegenflügel der Mulde macht sich hier eine spitzwinklig zur Muldenachse verlaufende Störung (1) geltend, die auf dem Schnitt der 25 m-Sohle bereits bis in den Muldenkern vorgerückt ist. An

dieser Störung erfolgt eine Einspießung des Lagers in das liegende Gestein, ähnlich dem Beispiel aus der Breitehecke-Blenkertshecke-Mulde. Auf der 25 m-Sohle ist die starke Veränderung kenntlich, die der Lagerteil durch die Einspießung erlitten hat. In bezug auf die Muldenachse kennzeichnet sich diese Störung als eine steil nach NW fallende, spitzwinklig zur Achse gestellte Überschiebung, an der ein Muldenflügel über den anderen überschoben ist. Auf dem Riß der 70 m-Sohle ist die Störung 1 bereits in den Sattel vorgedrungen und hat keinen deutlichen Bruch mehr hervorgebracht. Dagegen tritt nunmehr in der Parallelstörung 2 eine neue Störung auf, die ebenfalls spitzwinklig zur Achsenebene verlaufend im Grundriß der 120- und 160 m-Sohlen eine ähnliche Rolle spielt wie die Störung 1 auf der 25 m-Sohle. Von Interesse ist besonders das Verhalten der Störung 2 bei ihrem Eintritt in den Sattelscheitel, auf der 160 m-Sohle. Während die bisher betrachteten Scheitelstörungen in der Horizontalprojektion sich als Linksverwerfer auswirkten, tritt nunmehr der Rechtsverwurf deutlich in Erscheinung; bezieht man die Störung aber auf die Lage der Sattelachse, so hat hier eine Überschiebung des nordfallenden Sattelflügels über den südfallenden hinweg stattgefunden. Es handelt sich also um eine nordfallende Überschiebung.

Nahezu senkrecht auf der besprochenen steht eine andere Störungsgruppe, die in der Störung 3 (70- und 120 m-Sohle) einen Vertreter hat. Die Wirkungsweise dieser Gruppe ist deutlich; in der Horizontalprojektion handelt es sich um Linksverwerfer, in bezug auf die Sattelachse um flach südfallende Überschiebungen.

Im Bereich der dargestellten Falte ist ersichtlich der Einfluß der nordfallenden Überschiebungen bedeutender als der südfallenden. Daß die wahre Natur gerade der nordfallenden Überschiebungen leicht verkannt werden kann, ist z. T. darin begründet, daß sie — wie aus dem Sohlenriß hervorgeht — als südfallende Störungen erscheinen können. Der scheinbare Widerspruch klärt sich auf, wenn man die Lagebeziehungen der Störung einerseits zur Sattelachse und anderseits zur Grundrißebene deutlich unterscheidet. Zur Veranschaulichung diene folgendes Beispiel. Man stelle sich einen aufrechten Sattel vor, dessen Achse einschiebt; sie bilde schließlich mit der Ebene des Grundrisses einen Winkel von 90°. Alsdann ergeben sich für den Winkel, unter dem eine nordfallende Überschiebung die Grundrißebene schneidet, folgende Möglichkeiten:

1. Die Überschiebung läuft der Sattelachse parallel; dann bildet sie mit der Grundrißebene ebenfalls einen Winkel von 90°.

2. Die Überschiebungsebene schneidet die Sattelachse spitzwinklig über der Grundrißebene; dann erscheint sie im Grundriß als nordfallende Störung.

3. Die Überschiebungsebene schneidet die Sattelachse spitzwinklig unter der Grundrißebene; dann erscheint sie im Grundriß als südfallende Störung.

Man kann das Beispiel durch andere ergänzen, in denen die Neigung der Faltenachse, der ursprüngliche Einfallswinkel der Überschiebung und ihre Neigung zur Faltenachse variiert werden, und man wird finden, daß die Fälle recht häufig sind, daß nordfallende Überschiebungen, sobald sie in den Bereich untertauchender Faltenachsen einbezogen werden, sich im Grundriß als südfallende Störungen kennzeichnen. Die Fälle müssen um so häufiger werden, je mehr sich der Sattel der Gestalt eines nach Norden übergelegten überkippten Sattels annähert. Für südfallende Überschiebungen gelten, unter entsprechender Änderung der Richtungen, dieselben Beziehungen.

d) Der Sattel der Grube Königsberger Gemarkung

Die geschilderten Beobachtungen sind keineswegs eine Sondererscheinung des Eibacher Lagerzuges im Dillgebiet. Es sei daher ein weiteres Beispiel aus der nordöstlichen Lahnmulde herangezogen. Unfern von Hohensolms (Bl. Rodheim) baut die Grube Königsberger Gemarkung auf einem nordöstlich gestreckten Sattelgewölbe, dessen SO- und NW-Flügel nach SO einfallen; der Sattel ist also überkippt. In nordöstlicher Richtung taucht seine Achse unter, das Lager geht in umlaufendem Streichen aus dem Nordwest- in den Südostflügel über. Allerdings ist der Südostflügel, soweit man bisher weiß, nicht mehr lagerführend. Auch hier ist wiederum die Art der Umbiegung von Belang. Der Grundriß zeigt ungefähr nördlich streichende und östlich einfallende Störungen, an denen das Lager jeweils nach links verschoben erscheint (Abb. 7). Auf der 160 m-Sohle z. B. kann man wenigstens drei solcher Störungen unterscheiden mit gleichsinnigem Bewegungsvorgang. Setzt man sie in Beziehung

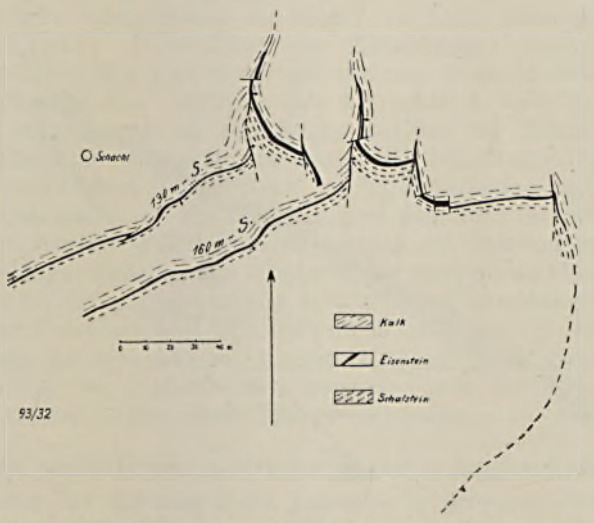


Abb. 7. Grundrisse der Grube Königsberger Gemarkung.

zur Sattelachse, so ergibt sich, daß es sich um flach südöstlich fallende Überschiebungen handelt. Nordwestlich fallende Überschiebungen sind auch hier angedeutet, z. B. im überkippten Flügel der 130 m-Sohle, haben aber keine größeren Bewegungen ausgelöst[1]).

[1]) In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß hinsichtlich des Lagers der Grube Königsberger Gemarkung H. Richter (1930, Fig. 16) eine andere Auffassung vertritt. Nach ihm ist der Schalstein und Diabasmandelstein im Liegenden des Eisensteinlagers intrusiv. Seine Fig. 16 bietet für diese Auffassung insofern eine Stütze, als im geologisch Hangenden des Lagers teils toc, teils tok, teils tmk als Nebengestein angegeben ist. Zu dieser Darstellung kann man nur bei Außerachtlassung der in der Grube z. T. hervorragend aufgeschlossenen tektonischen Störungen gelangen. Jede geologische Aufnahme zeigt die Horizontbeständigkeit des Lagers, und wo ein anormaler Kontakt auftritt, ist der Zusammenhang mit Störungen offensichtlich.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

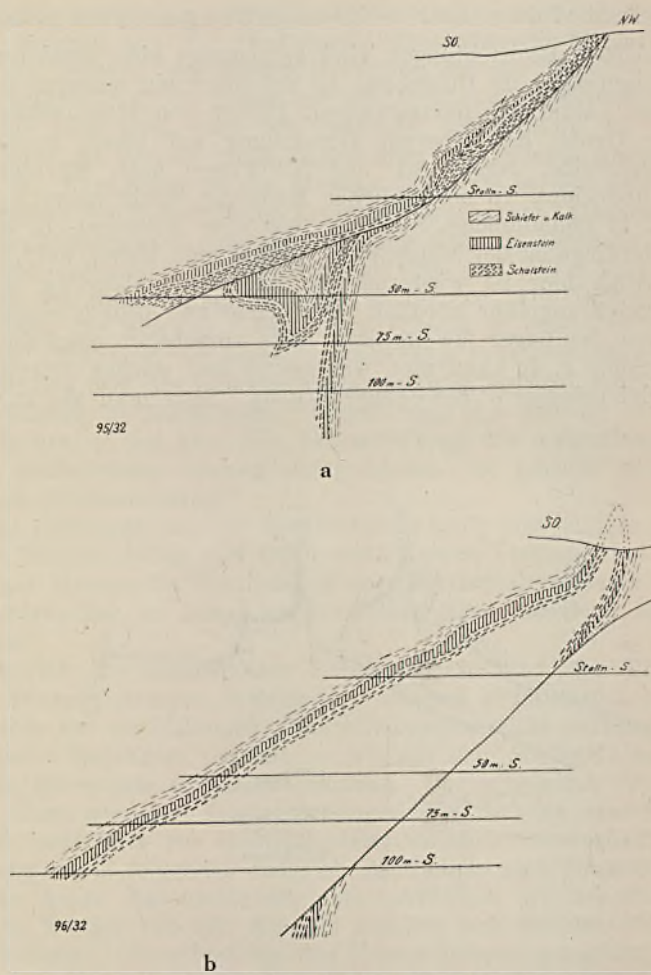


Abb. 8. Profile durch den Sattel der Grube Georg-Joseph; a) etwa durch die Mitte des bebauten Teiles; b) durch das Südwestfeld.

Folgerungen für den Bau der Sattelscheitel

Wenn die vorstehend geschilderte Überschiebungstektonik die behauptete Bedeutung für den Bau von Sattelschlüssen hat, so müssen sich die entsprechenden Störungen auch bei horizontal liegender Sattelachse im Scheitelbau nachweisen lassen. Das ist in der Tat der Fall. Als ein bemerkenswertes Beispiel erwähne ich den Bau des Sattels der Grube Georg-Joseph bei Gräveneck; vgl. Abb. 8. Das tektonische Bild, das bei steil einschiebender Sattelachse der Grundriß bildet, muß hier durch das Profil ersetzt werden. Die Abb. 8 a zeigt eine Überschiebung, die den durch Spezialmulde noch einmal komplizierten Sattel nahe dem Scheitel durchstoßen und den Hangendflügel samt einem Teil des liegenden Schalsteins überschoben hat. Gegen Südwesten hin tritt die Überschiebung durch den Kern des Sattels hindurch und betrifft hier den

Liegendflügel, wie die Abb. 8b zeigt. Auch hier handelt es sich mithin um eine spitzwinklig zum Streichen der Faltenachse verlaufende Überschiebung, die große Teile des Lagers weit ins Hangende hineingestoßen hat.

Entstehung der Überschiebungen (Längswechsel)

Für das in Betracht gezogene Gebiet ergibt sich also aus den Untersuchungen über Sattel- und Muldenschlüsse, daß die Bögen in den Sattelscheiteln und Muldenkernen sowohl durch bruchlose Faltung wie unter Mitwirkung von Überschiebungen zustandekommen können. Dabei kommen sowohl südöstlich wie nordwestlich einfallende Überschiebungen (Wechsel) vor. Da dieselben nach den mitgeteilten Faltenbildern für die Entwicklung der Bewegung von wesentlicher Bedeutung sind, müssen sie in einem relativ frühen Stadium der Faltenentstehung angelegt worden sein. Sie sind daher scharf von den Faltenüberschiebungen zu unterscheiden, die in einem späten Stadium der Faltenentwicklung aus den reduzierten Schenkeln hervorgehen. Die hier besprochenen Überschiebungen begreift Höfer v. Heimhalt (1917) unter seinen Längswechseln und trennt sie scharf von den Faltenüberschiebungen (Faltenwechseln). Hinsichtlich der Entstehungszeit sagt Höfer: „Die Längswechsel leiteten den Faltungsprozeß ein und konnten sich auch während dessen Entwicklung bilden." Für die hier betrachteten Fälle möchte ich allerdings nicht so weit gehen, zu behaupten, daß sie die Faltung „eingeleitet" hätten; sicher aber traten sie schon in einem sehr frühen Stadium auf. Dagegen erfährt der weitere Satz von Höfer uneingeschränkte Zustimmung: „Die Faltenwechsel sind später als die Längswechsel desselben Gebietes entstanden." Die Längswechsel beider Fallrichtungen können das Bewegungsbild der Falte beherrschen, solange dieselbe das Stadium der aufrechten Falte nicht überschreitet. Nach erfolgter Überkippung tritt mit der allmählichen Ausdünnung der Schenkel der Faltenwechsel (die Faltenüberschiebung) in den Vordergrund. Ihrer Entstehung zufolge sind die Längswechsel nicht in gleichem Maße an die Streichrichtung der Faltenachsen gebunden wie die Faltenwechsel; sie schneiden die Achsen häufig unter spitzen Winkeln.

Die nordfallenden Überschiebungen (Längswechsel)

Es bleibt noch die offensichtliche Tatsache zu erörtern, daß auf den geologischen Karten und Profilen unseres Gebietes nordfallende Überschiebungen, wenn überhaupt, eine ganz untergeordnete Rolle spielen. Aus den Darlegungen des vorigen Abschnittes geht hervor, daß sie nur bei aufrechten Sätteln und Mulden erwartet werden können. Bei der im Lahn-Dill-Gebiet vorherrschenden überkippten Lagerung sind die ursprünglich nordfallenden Überschiebungen während der späteren Entwicklung der Faltung aus der nördlichen Fallrichtung zunächst zu seigeren und weiter zu südfallenden Flächen verstellt worden. Eine Kontrolle für diese Bewegung ist darin zu sehen, daß nach der Verstellung die Lagebeziehungen von älterem und jüngerem Gestein vertauscht sind; solange die Fläche nach Norden einfiel, lag älteres Gestein auf jüngerem, nach der Verstellung in Südfallen liegt jüngeres auf älterem. Als Beispiel für diese Verstellung seien hier einige Profile (Abb. 9) wiedergegeben, die Ahlburg aus den Lagerzügen nordöstlich Weilburg bekannt gemacht hat (1918, Taf. 7). Das Profil a stellt einen nahezu aufrechten Sattel dar mit südost- und nordwestfallenden Überschiebungen. Das Profil b zeigt einen Sattel mit beginnender Überkippung; die nordfallenden Überschiebungen sind teils seiger gestellt, teils

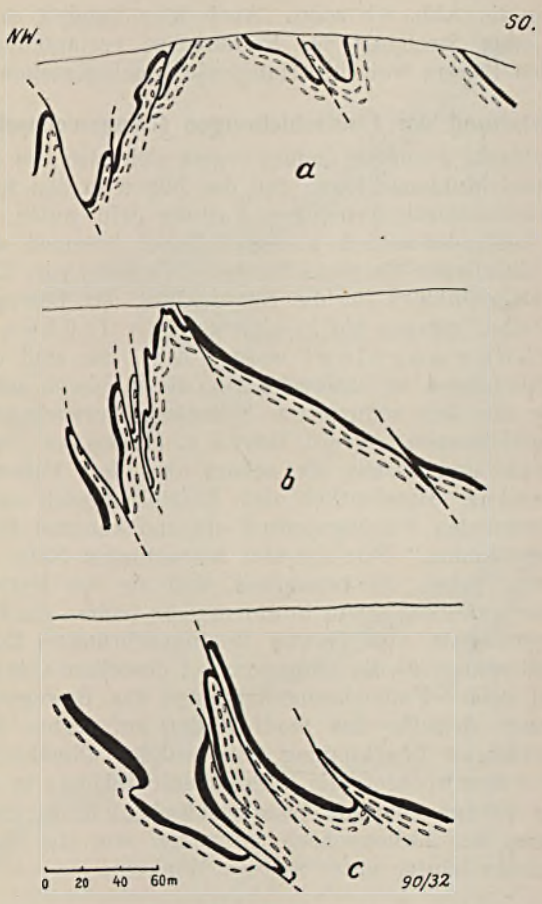


Abb. 9. Profile durch die Lagerzüge von Wilhelmine (a), Buderus (b) und Heide (c) bei Weilburg, nach AHLBURG.

schon überkippt. Ein noch späteres Stadium zeigt der überkippte Sattel des Profils c.

Wenn in diesen Bildern die Umstellung des Einfallens der Überschiebungen deutlich ist, so ist doch anderseits nicht zu verkennen, daß in vielen Fällen die wahre Natur solcher verstellten Überschiebungen schwer zu ermitteln sein wird. So können streichende oder spitzwinklig zum Streichen verlaufende, südöstlich einfallende Störungen, an denen das hangende Gestein abgesunken erscheint, ursprünglich sehr wohl als nordfallende Überschiebungen angelegt sein.

Beispiele aus den übrigen Teilen des Schiefergebirges

Nordfallende Überschiebungen wird man am ehesten in Verbindung mit aufrechten, nicht überkippten Falten erwarten können. In dem kürzlich von TH. SCHMIERER bearbeiteten Blatte Biedenkopf findet sich in der von Biedenkopf nach Dexbach verlaufenden Kulmmulde ein interessantes Beispiel, wie

das zugehörige Profil erläutert. Über einen flach gescheitelten Sattel kulmischer Gesteine sind von SO und von NW her ältere Gesteine überschoben. Die süd- und nordfallenden Überschiebungen sind nahezu symmetrisch zur Sattelachse angeordnet.

Nordfallende Überschiebungen sind im westfälischen und Aachener Steinkohlengebiet häufiger anzutreffen, wenn sie dort auch nicht ganz die Bedeutung der südfallenden Überschiebungen besitzen. Bei den letztgenannten sind freilich die großen Überschiebungen, wie der Sutan, genetisch nicht ohne weiteres den hier betrachteten gleichzusetzen.

Auch bei überkippter Lagerung kann man im Schiefergebirge in vielen Fällen ursprünglich nordfallende und später nach Süden verstellte Überschiebungen feststellen. Als Beispiel sei das Profil des Meggener Lagers auf dem geologischen Blatte Altenhundem angeführt, das auf dem überkippten Nordflügel eine südfallende Störung darstellt, an der jüngere Schichten über älteren liegen. Die Gesteine im Liegenden der Störung erscheinen in die jüngeren hineingespießt; vielfach werden solche Störungen als Unterschiebungen bezeichnet. Auch hier ist die naheliegende Erklärung die, daß es sich um eine ursprünglich nordfallende, später nach Süden verstellte Überschiebung handelt, ähnlich dem obigen Beispiel aus der Weilburger Gegend; man vergleiche auch die Besprechung dieser tektonischen Verhältnisse durch W. E. Schmidt (1919, S. 65 ff.).

Beispiele aus dem Mesozoikum Norddeutschlands

Die Fallrichtungen der Überschiebungen im Bereich der saxonischen Gebirgsbildung Norddeutschlands sind nach H. Stille (1925) teils nach NO, teils nach SW gerichtet. Wenn nun auch nicht alle Überschiebungen Saxoniens mit den hier geschilderten Längswechseln zusammengestellt werden dürfen, so gibt es doch eine Reihe, bei denen die Ähnlichkeit mit der geschilderten Tektonik im Lahn-Dill-Gebiet auffällig ist. So hat O. Seitz (1926) im nordwestlichen Harzvorlande an mehreren Sätteln Bewegungen analysiert, die den besprochenen sehr ähnlich sind. Er zeigte am nordwestlichen Ende des Salzgitterer Sattels, nördlich von Astenbeck, daß sich der Sattelschluß unter Einspießung einzelner Teile ins jüngere Nebengestein vollzieht, und daß die am untertauchenden Sattelende nachgewiesenen Bewegungsbahnen auch innerhalb des Sattels bei horizontaler Achse durch bergbauliche Aufschlüsse bestätigt worden sind, die ihre Überschiebungsnatur zeigten. Die Entstehungszeit dieser Überschiebungen verlegt H. Schroeder (1912) in ein ziemlich frühes Stadium der Faltenbildung, als nämlich „der Druck so zunahm, daß aus einem breiten flachen Gewölbe mit sanft geneigtem Abfall eine schmale Antiklinale mit steil aufgerichteten Flügeln" wurde.

Anwendung für den Bergbau im Lahn-Dill-Gebiet

Die verwickelte Faltentektonik des Lahn-Dill-Eisensteingebietes zwingt den Bergmann, allen Einzelheiten des Faltenbaues besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Die vorstehenden Betrachtungen haben gezeigt, welche Bedeutung süd- und nordfallende Überschiebungen im besonderen Bau jedes Sattels und jeder Mulde haben können. Im allgemeinen wird die Ausrichtung der Überschiebungen, sobald sie als solche einmal erkannt sind, keinen Schwierigkeiten begegnen. Die Erkennung wird durch die Beobachtung der Rutschstreifen und deren Lage zur Sattelachse erleichtert. Einspießungen und Einkeilungen von

Lagerteilen ins hangende oder liegende Nebengestein sind weitere Merkmale. Unter den besonderen Verhältnissen der untertauchenden Achsen ist die für die Ausrichtung der Störungen auf den Sohlen wichtige Horizontalkomponente der Bewegung verschieden, je nach der Richtung des Achsengefälles und dem Einfallen der Überschiebungen. Bei östlichem Eintauchen der Faltenachse wirkt die südfallende Überschiebung als Linksverwerfer, die nordfallende als Rechtsverwerfer; bei westlichem Eintauchen der Faltenachse wirkt umgekehrt die südfallende Überschiebung als Rechtsverwerfer und die nordfallende Überschiebung als Linksverwerfer.

Zusammenfassung

1. Für Untersuchungen über den Faltenbau sind zufolge ihrer Lagernatur die bergbaulich aufgeschlossenen Eisensteine des Lahn-Dill-Gebietes besonders geeignet. Die vorstehenden Betrachtungen beschäftigen sich mit Einzelheiten im Bau der Sattel- und Muldenschlüsse wie überhaupt der Sattelscheitel und Muldenkerne, sowie mit der Bedeutung nördlich bzw. nordwestlich fallender Überschiebungen.

2. Sattel- und Muldenschlüsse können durch bruchlose Faltung in Verbindung mit Zusammenstauchung der Scheitel zustande kommen.

Sehr häufig werden sie aber von mehreren, in das Hangende oder Liegende hineingepreßten, selbst nicht oder nur wenig gebogenen Lagerteilen aufgebaut, die einzeln eine Drehung um die Sattelachse im Sinne des Bogens durchgeführt haben. Die an solchen Sattel- und Muldenschlüssen mitwirkenden Brüche erweisen sich als Überschiebungen, wenn man ihren Bewegungssinn auf die Sattelachse bezieht. Sie können nach NW oder nach SO einfallen.

3. Die am Mulden- und Sattelschluß erkennbaren tektonischen Vorgänge gelten bei horizontalen Faltenachsen sinngemäß für die Muldenkerne und Sattelscheitel. Zufolge ihrer genetischen Verbindung mit der Entstehung der Sättel bzw. Mulden müssen die besprochenen Überschiebungen in einem sehr frühen Stadium der Faltenentwicklung angelegt sein. Sie gehören zur Gruppe der Längswechsel HÖFER's und sind scharf von den Faltenüberschiebungen (Faltenwechseln HÖFER's) zu trennen, die in einem vorgerückten Stadium der Faltenentwicklung aus dem ausgequetschten Mittelschenkel hervorgehen.

4. Die nordwestlich einfallenden Überschiebungen (Längswechsel) trifft man bei aufrechtstehenden Sätteln auch in anderen Teilen des Schiefergebirges, so z. B. in den links- und rechtsrheinischen Steinkohlengebieten. Wo dagegen heute isoklinaler Faltenbau herrscht, sind sie durch die Überkippung in südöstlich fallende Überschiebungen verstellt worden. Dieser Umstand erklärt es, daß sie vielfach verkannt worden sind; manche südfallende streichende Störung mag ursprünglich als nordfallende Überschiebung angelegt und später verstellt worden sein.

5. Beispiele aus dem nordwestdeutschen Mesozoikum zeigen, daß durch Überschiebungsbau gekennzeichnete Sattelschlüsse und Sattelscheitel auch im Bereich der saxonischen Faltung vorkommen.

Verzeichnis der angeführten Schriften:

AHLBURG, J.: Über die Eisenerze und Eisen-Manganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. — Zeitschr. prakt. Geol., 25, S. 29—33, 49—56, 1917.

—: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 203, Bl. Weilburg. 1913.

HÖFER v. HEIMHALT, H.: Die Verwerfungen. Braunschweig 1917.

Matern, H.: Das Oberdevon der Dill-Mulde. — Abhandl. preuß. geol. L.-A., N. F., 134, 1931.
Richter, H.: Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. — Intern. Bergwirtsch. und Bergtechnik, Jg. 1930, H. 5 u. 6, Halle 1930.
Schmidt, W. E.: Über die Entstehung und über die Tektonik des Lagers von Meggen nach neueren Aufschlüssen. — Dies. Jb. für 1918, 39, S. 23—72, 1919.
Schmierer, T.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten Ländern, Bl. Biedenkopf. Berlin 1931.
Schroeder, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Lief. 174, Bl. Salzgitter. Berlin 1912.
Seitz, O.: Beitrag zur Tektonik des nordwestlichen Harzvorlandes. — Dies. Jb. für 1925, 46, S. 299—318, 1926.
Stille, H.: Die saxonischen Brüche. — Abhandl. preuß. geol. L.-A., N. F., 95, S. 149—207, 1925.

Druckfertig eingereicht am 13. Februar 1932.
„Imprimatur" erteilt am 2. Mai 1932.

Ein bemerkenswertes Vorkommen von Löß und interglazialem Torf bei Neheim-Hüsten (Ruhr)

Von Friedrich Kühne in Berlin

Am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges, der im geologischen Sinne mit der Kreidegrenze zusammenfällt, liegen auf den hier ausstreichenden Oberkarbonschichten häufig zu großen Mächtigkeiten anschwellende Lehmdecken. Diese Lehme sind verschiedenen Ursprunges. Zunächst finden wir besonders auf den Hochflächen Reste einer tiefgründigen Verwitterungslehmdecke. Ferner hat in den vom Inlandeis zur Zeit des Glazials II der norddeutschen Vereisungen bedeckt gewesenen Gebieten dieses eine Grundmoräne hinterlassen, die aus zähem steinigen Lehm besteht. Schließlich sind durch den Wind in Form von Staub mächtige Lehmmassen als Löß in diesen Gebieten zur Ablagerung gelangt.

Die drei genannten, nach ihrer Entstehung untereinander verschiedenen Lehmarten, kommen neben der reinen Form in primärer Lagerung auch umgelagert vor. Bei dieser Umlagerung haben die Lehme für gewöhnlich eine Mischung erfahren. Die Umlagerung selbst erfolgte am häufigsten auf geneigten Flächen, d. h. vorzugsweise an den Gehängen.

Im folgenden soll nun nicht näher auf diese einzelnen unterschiedlichen Lehmarten eingegangen werden. Es sollen vielmehr nur kurz zwei Aufschlüsse bei Neheim-Hüsten beschrieben werden, die den sicheren Nachweis erbringen, daß auch in diesen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges Löß vorkommt. Aus den weiter westlich gelegenen Gebieten ist Löß dank den guten Aufschlüssen im eigentlichen Industriegebiet seit längerer Zeit bekannt (Bärtling, 1925, S. 412, und Franke, 1929).

Ferner wird ein Torfvorkommen besprochen, dessen Alter nach der Pollenanalyse sicher nicht postglazial sein kann.

I. In einer Lehmgrube, die an der Westseite des westlich des Kleinen Hirschberges von Norden kommenden Seitentales an dessen Einmündungsstelle in das Ruhrtal liegt, ist folgendes Profil aufgeschlossen:

1. 0,10 m humoser, stark durchwurzelter Lehm,
2. 0,80 m ocker-hellgelber, streifiger, fleckiger, dicht gelagerter Lehm mit großen Wurzelröhren, zurzeit stark rissig und trocken, scharfe, aber nicht horizontal, sondern wellig verlaufende Grenzlinie zwischen 2 u. 3,
3. noch etwa 4 m aufgeschlossen:
   gelber, kalkhaltiger, feinsandiger, feuchter Lehm mit Lößkindeln und Kalkausscheidungen in Röhren, durch schlierenförmige Einlagerung von etwa 2—5 cm mächtigen Schichten mit Schiefer- und Grauwackenbröckchen deutlich geschichtet.

Schon der Kalkgehalt des Lehmes schließt die Annahme seiner Entstehung durch Verwitterung des Untergrundes aus. Dieser besteht hier aus Grauwacken, Grauwackenschiefern und milderen Tonschiefern des Flözleeren. Weder die Grauwacken noch die Schiefer enthalten nennenswerte Mengen von Kalk, der aus diesen Gesteinen durch Verwitterungsvorgänge in den Lehm gelangt sein könnte.

Die sonstige petrographische Beschaffenheit des kalkhaltigen Lehmes entspricht vollkommen der eines echten Lößes.

Dem Alter nach handelt es sich um Jüngeren Löß. Diese Altersannahme stützt sich auf die Beobachtung, die bei der Beschreibung des zweiten Aufschlusses gemacht ist, in dem noch kalkhaltiger, umgelagerter Löß auf Schottern der Unteren Mittelterrasse liegt (Wunstorf & Fliegel, 1910, S. 154).

Dem Lehm sind teils schlierenförmig, teils streifig 2—5 cm mächtige Schichten eingelagert, die aus kleinen dünnen Blättchen von Grauwackenschiefer bestehen. Die Größe der Blättchen beträgt nur selten mehr als 2 mm im Durchmesser. Durch die Einlagerung des hier anstehenden Gebirges erhält der Löß eine Schichtung. Diese tritt allgemein im Löß nach den Beobachtungen Wunstorf's (1912) und Grupe's (1918) sehr häufig auf. Die beiden genannten Autoren erklären sie durch Einschwemmung von Material aus der näheren Umgebung. Diese erfolgte bei starken Regengüssen, die von Zeit zu Zeit die äolische Lößaufschüttung unterbrachen.

Wenn schon die rein petrographische Beschaffenheit des hier aufgeschlossenen Lehmes diesen als ein äolisches Sediment erkennen lassen, so wird der echte Lößcharakter durch die in ihm gefundenen Wirbeltierreste[1]) noch deutlicher erwiesen.

In einer Schicht mit dünnen Grauwacken- und Schieferstückchen, etwa 1,60 m unter Geländeoberfläche, fanden sich zahlreiche Knochen- und Schneckenschalreste. Die Schneckenschalen bestehen nur aus einzelnen Bruchstücken. Es fand sich in der ganzen Schicht nicht ein vollständig erhaltenes Gehäuse. Trotzdem war es Herrn Schmierer möglich, *Arianta arbustorum* Müll. aus den Fragmenten zu bestimmen. Auch die Wirbeltierreste sind sehr schlecht erhalten. Sie machen gleichfalls den Eindruck, als seien sie hier zusammengespült.

Herr Staesche hat die Wirbeltierreste mit den folgenden Notizen bestimmt:

„Die Knochen sind sehr fragmentarisch erhalten, vielfach zerbrochen und ohne Gelenkenden. Bestimmen ließen sich daher nur einige wenige Formen.

Erinaceus sp. Von einem Igel liegen zwei Unterkieferfragmente und eine Anzahl Zähne des Ober- und Unterkiefers vor. Die Zähne zeigen keinen Unterschied gegenüber denen eines rezenten *Erinaceus europaeus* L., an den beiden Unterkieferfragmenten ist aber der Winkel zwischen dem zahntragenden Teil und dem aufsteigenden Fortsatz ein wenig größer als an den mir vorliegenden rezenten Unterkiefern. Ob diesem Unterschied irgendwelche Bedeutung zukommt oder ob es sich nur um individuelle Variation handelt, vermag ich nicht zu entscheiden.

Talpa europaea L. Der Maulwurf ist durch zwei Unterkieferfragmente vertreten, die mit rezenten Stücken vollkommen übereinstimmen.

---

[1]) Herr Dobbrick aus Hüsten hatte die Liebenswürdigkeit, in den Lehmen nach weiteren Resten von Wirbeltieren zu suchen. Für die freundliche Überlassung seiner reichen Funde sei ihm an dieser Stelle besonders gedankt.

Arvicola sp. *(gregalis* Desm.). Einige Zahnfragmente einer Wühlmaus stimmen am besten mit einigen von Nehring als *Arvicola gregalis* bestimmten Stücken überein, eine sichere Zuweisung zu dieser Art erlaubt aber der fragmentarische Zustand nicht. *Arvicola gregalis* lebt heute in den Steppen von Süd- und Ostsibirien.

Putorius sp. Einige proximale Ulna-Bruchstücke stehen in der Größe zwischen denen von *Putorius nivalis* (Wiesel) und *Putorius putorius* (Iltis). Eine Bestimmung ist nicht möglich.

Putorius (Arctogale) nivalis L. Eine Scapula gleicht vollkommen der des Wiesels.

Eine Schlange ist durch Wirbel und Schuppen, anure Amphibien *(Rana, Bufo)* sind durch Extremitätenknochen vertreten.

Hocharktische Elemente (Lemminge, Murmeltiere) fehlen vollständig, die Zusammensetzung der Fauna entspricht der in der Steppenphase des Postglazials üblichen. Hierauf deuten namentlich die *Arvicola*-Fragmente. Das Vorkommen von Schlangen und Amphibien ist nicht außergewöhnlich, vielmehr finden sich Reste dieser Tiere in Ablagerungen der Postglazialzeit, namentlich in Höhlen, ziemlich häufig."

II. In der westlichen Ziegeleigrube südlich des Staatsbahnhofes Neheim-Hüsten in der Nähe des im Vorausgehenden beschriebenen Aufschlusses finden wir einen zweiten, der über der Unteren Mittelterrasse fluviatil umgelagerten Löß und einen interglazialen Torf zeigt. Dieser Aufschluß ist außer des Torfvorkommens auch aus dem Grunde wichtig, weil hier eine charakteristische Lößschneckenart gefunden wurde.

Im Sommer 1931 war in der genannten Ziegeleigrube an der zurzeit östlichsten Abbaustelle folgendes Profil aufgeschlossen:

1. etwa 3—4 m Gehängelehm,
2. 0,20—0,30 m festgepreßter Torf mit einzelnen größeren Holzstücken,
3. 1,40 m blaugrauer — grünlicher, feinsandiger, kalkhaltiger Ton — toniger Feinsand mit Schnecken,
4. 4,00 m grober Kies, gut geschichtet (hiervon die liegendsten 1,40 m stark eisenschüssig),

Liegendes: dunkle Tonschiefer mit vereinzelten Grauwackenbänken des Flözleeren.

Die 4 m mächtige Kieslage auf den Schichten des Flözleeren besteht aus typischen Flußkiesen. Sie liegen in etwa 170 m über NN. Die Ruhr fließt nördlich Hüsten in etwa 158,8 m über NN. Die Schotter liegen also 11 m über dem Spiegel des heutigen Ruhrlaufes. Ihrer Höhenlage nach würden sie zur Unteren Mittelterrasse gehören.

Die auf ihnen ruhenden blaugrauen Tone sind nur nesterweis als solche entwickelt. Sie können seitlich in mehr feinsandige Bildungen übergehen. Schon ihr Kalkgehalt läßt in ihnen umgelagertes Lößmaterial vermuten. Diese Vermutung findet in den Schneckenfunden eine volle Bestätigung. Nach Bestimmung von Herrn Schmierer ist die hier auftretende Schneckenart *Succinea antiqua* Colb. Dieses ist eine Landschnecke, die für die Lößgebiete Nordfrankreichs, Belgiens, des Niederrheins und des Ruhrgebietes besonders charakteristisch ist (Steusloff, 1924).

Über dem fluviatil umgelagerten Löß liegt, nicht überall entwickelt, sondern mehr nesterartig auftretend, ein 0,20—0,30 m mächtiger Torf. Dieser Torf enthält als häufigste Pollen die von *Pinus sylvestris, Pinus montana;* die Laubhölzer Eiche und Buche fehlen noch vollkommen. Seinem Polleninhalt[2]) und seiner Lagerung nach unter einer mächtigen Decke von Gehängeschutt entspricht dieser Torf dem von Hesmer (1929) aus der Gegend von Marsberg beschriebenen. Aus dem Überwiegen der Pollen von *Pinus sylvestris* und dem vereinzelten Vorkommen von *Betula* und *Corylus avellana* ist zu schließen, daß dieser Torf zur Zeit der beginnenden Bildung geschlossener Wälder in einem vertorfenden toten Flußarm der Ruhr entstand.

Hesmer (1929) hat nachgewiesen, daß es sich bei dem Torf von Marsberg, der nach dem Polleninhalt dem Torf von Hüsten entspricht, sicher nicht um postglazialen, sondern um interglazialen Torf handelt. Das Alter des Torfes von Hüsten läßt sich insofern noch etwas schärfer festlegen, als dieser auf umgelagerten, vielleicht z. T. auch in den toten Flußarm eingewehten Jüngeren Löß liegt, der von Schottern der Unteren Mittelterrasse unterlagert wird. Der Jüngere Löß muß sich in diesem Falle, vorausgesetzt, daß die Altersbestimmung des Torfes auf Grund der Pollenanalyse stimmt, noch während des Rückzuges des Eises des Glazials II oder unmittelbar anschließend an die Saale-Eiszeit gebildet haben, denn der ihn überlagernde Torf muß noch vor der Klimaverschlechterung, die im Gefolge der letzten Vereisung in diesen Gebieten einsetzte, entstanden sein. Gleichaltrig mit der letzten Eiszeit wären in diesem Falle nicht der Jüngere Löß, sondern vielmehr die überaus mächtigen Gehängeschuttbildungen, die man in all den bisher bekannt gewordenen interglazialen Torfaufschlüssen (Marsberg, Bredelar, Hüsten) beobachtet. Die Klimaverschlechterung, die infolge der letzten Vereisung in diesen Gebieten einsetzte, vernichtete die Vegetation des jüngsten Interglazials, so daß die Schuttmassen ungehindert an den Hängen herabgleiten konnten.

Die beiden im vorausgehenden beschriebenen Aufschlüsse zeigen, daß bis in diese Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges eine Aufwehung ortsfremden Lehmmaterials (Löß) erfolgte. Zu den gleichen Ergebnissen, daß die Lehmmassen auf dem Briloner Massenkalk nicht durch dessen Verwitterung entstanden sein können, sondern ortsfremd sein müssen, gelangte auf rein chemischem Wege auch W. Paeckelmann (1931).

Wenn es auch wegen der schlechten Aufschlüsse bislang nicht möglich war, im Arnsberger Walde so einwandfreie Lößprofile nachzuweisen, wie solche die hier beschriebenen Aufschlüsse zeigten, so besteht doch die große Wahrscheinlichkeit, daß ein großer Teil der hier auftretenden mächtigen Lehmablagerungen eine mehr oder minder starke Lößlehmdecke trägt. An solchen Stellen, an denen die Lößablagerungen besonders mächtig angehäuft sind, wird man sogar mit einem noch kalkhaltigen Löß im tieferen Untergrund rechnen können.

---

[2]) Eine pollenanalytische Untersuchung des Torfes wurde von Herrn Heck ausgeführt. Sie ergab in einem Präparat:

1. Pinus sylvestris . . . . . 65 Pollen
2. Picea excelsa . . . . . 12 Pollen
3. Abies? pectinata . . . . . 5 Pollen
4. Betula sp. . . . . 1 Polle
5. Corylus avellana . . . . . 2 Pollen
6. Gramineen . . . . . 5 Pollen
7. Sphagnum sp. . . . . 12 Pollen

Ferner ist anzunehmen, daß der nachträglich umgelagerte Verwitterungslehm eine Menge Lößmaterial in sich aufgenommen hat.

Es spielen also in diesen Gebieten Reste einer älteren Verwitterungslehmdecke und aufgewehte Lößmassen neben umgelagerten Mischlehmen eine Rolle. Dort, wo beide Lehmvorkommen in reiner unvermischter Form auftreten, lassen sich diese sogar durch ihre petrographischen Unterschiede im Profil voneinander trennen. Der Verwitterungslehm ist im Gegensatz zum Lößlehm mehr ein zäher, grauer, sandiger Ton.

Literaturverzeichnis

BÄRTLING, R.: Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westf. Industriebezirk. II. Auflage, Stuttgart 1925.

FRANKE, FR.: Älterer interglazialer Torf und Älterer und Jüngerer Löß bei Dortmund. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., **85**, Bonn 1929.

GRUPE, O.: Über Jüngeren und Älteren Löß im Flußgebiet der Weser. — Dies. Jb. f. 1916, T. I, **37**, Berlin 1918.

HESMER, H.: Pollenanalysen eines glazialen Torfes bei Marsberg in Westf. — Ber. deutsch. botan. Ges., Jhg. 1929, **47**, H. 2.

PAECKELMANN, W.: Der Massenkalkboden von Brilon in Westfalen. — Mitt. Laborat. preuß. geol. L.-A., H. 13, Nr. 2, Berlin 1931.

STEUSLOFF, U.: *Succinea antiqua* COLBEAU, eine Löß-Schnecke aus dem Diluvium des Niederrheingebietes. — Eiszeit, I, Leipzig 1924.

WUNSTORF, W. & FLIEGEL, G.: Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., H. **67**, Berlin 1910.

WUNSTORF, W.: Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tiefland. — Verh. nat. Ver. pr. Rheinl. **69**, Bonn 1912.

Druckfertig eingegangen am 8. Februar 1932.
„Imprimatur" erteilt am 2. Mai 1932.

Entstehung und Ausfüllung eines jungglazialen Tales

(Leba-Urstromtal in NO-Pommern)

Von Kurd von Bülow in Berlin

(Mit 14 Textabbildungen)

Gliederung:

	Seite
Vorbemerkung	363
Allgemeine geologische Verhältnisse	364
Die Anlage und Austiefung des Leba-Tales	369
1. Das letzte Stadium des Eiszerfalls vor Beginn der Bildung des Tales	369
2. Der älteste Teil des Tales und der 55 m-Stau	370
3. Die weitere Entwicklung bis zum Absinken des 55 m-Spiegels	374
4. Das Absinken des Stauspiegels und das Leerlaufen des Talzuges	377
5. Das letzte Stadium der Talbildung	380
6. Spätglaziale Talausfüllung	382
Die postglaziale Entwicklung des Tales	383
1. Die prälitorine Geschichte	383
2. Die litorine Transgression	385
3. Die litorine und postlitorine Ausfüllung	387
Moorbildung und nicht-humose Ausfüllung	387
Einfluß der Nehrungsbildung und Dünengeschichte	289
Lebasee	390
Das Ausmaß der postglazialen Sedimentation und der gegenwärtige Zustand	394
Zusammenfassung	394
Schriftenverzeichnis	395

Das Lauenburg-Lebaer Urstromtal ist mehrfach Gegenstand der Untersuchung und der Spekulation gewesen. Eine Reihe von Besonderheiten hebt es aus den Rahmen der übrigen hinterpommerschen, vielleicht nordostdeutschen, jungglazialen Täler heraus: die viel diskutierte Frage der Terrassenverbiegung bei Groß-Boschpol, die eigenartige Stellung des Wallberges von Luggewiese im Talboden, der Zusammenhang mit dem Rhedatal und dem Danziger Stausee bzw. der Urweichsel und nicht zuletzt die auffällige Form, Breite und Tiefe des Talzuges, kennzeichnen die Vielseitigkeit der Bildungsumstände. Die Ausfüllung mit weit ausgedehnten Mooren, großen Schuttkegeln, altalluvialen Dünen u. a. Umstände, so der Einfluß der Litorinatransgression, die jungalluviale Dünenentwicklung u. a. m. belegen eine ähnliche Vielseitigkeit der postglazialen Ausfüllung. Alles dies läßt eine gesonderte Behandlung der Entstehung und Ausfüllung des Tales gerechtfertigt erscheinen und läßt die Hoffnung zu, daß die hier angetroffenen Verhältnisse Rückschlüsse auf andere Schmelzwassertäler erlauben.

Die geographischen und hydrographischen Verhältnisse des Leba-Urstromtales sind bereits von Axel Schmidt (1906), Hartnack (1926 u. 1931) u. a. hinreichend dargestellt worden. Abb. 1 faßt das wichtigste kurz zusammen. Die Blätter Lauenburg i. P. und Stolpmünde der geol. Übersichtskarte 1:200 000

umfassen den größten Teil des Gebietes; die im Druck befindlichen geologischen Meßtischblätter Schurow, Stojentin, Charbrow, Glowitz, Leba und Lebasee stellen das Süd-Nordstück des Tales und die benachbarten Flächen dar.

Gegenstand der vorliegenden Untersuchung soll das Talstück bilden, das auf deutschem Boden liegt: der südliche Teil, der von Boschpol im Osten bis über Lauenburg hinaus im Westen bis Mackensen (früher Chotzlow-Vitröse) und Czierwienz reicht, sowie das anschließende, von Süden nach Norden verlaufende Stück; dieses wird im Nordosten etwa durch den Sarbsker See, im Nordwesten durch die Orte Schmolsin und Holzkathen und im Norden durch die Lebaseenehrung begrenzt, umfaßt also auch den rund 75 qkm großen Lebasee. Die Beziehungen dieser Teile — die übrigens auch geologisch gesehen bis

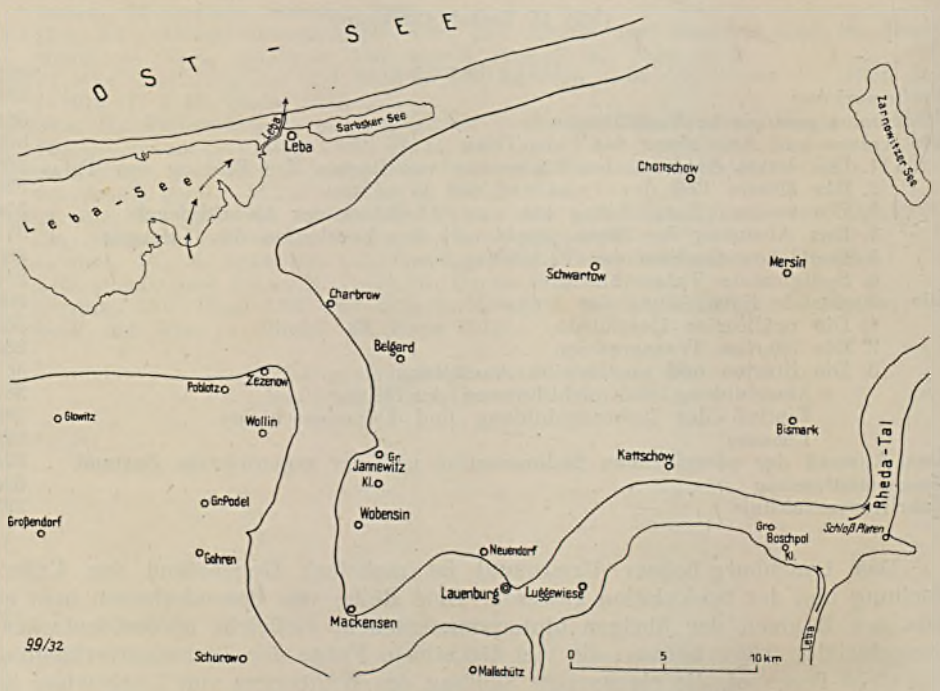


Abb. 1. Übersicht über das Untersuchungsgebiet.

zu einem gewissen Grade zusammengehören — zu dem östlich anschließenden „Rheda-Urstromtal" und damit zum Danziger Gebiet sollen nur soweit erforderlich herangezogen werden; ebenso kann die submarine Fortsetzung nach Norden naturgemäß nur in bescheidenem Umfange berücksichtigt werden.

Allgemeine geologische Verhältnisse

Das Gebiet des Lebatales wird durch den Umstand gekennzeichnet, daß hier die Endmoränenlandschaft des baltischen Landrückens sich bis auf weniger als 50 km der Ostseeküste nähert. Die ganze Entwicklung des Eisrückzuges, der etwa im engeren Oderlobus rund 150 km beansprucht, drängt sich hier auf 10—20 km zusammen. Die ebene Grundmoräne verschmälert sich auf etwa 30 km.

Dementsprechend erscheinen die Spuren des Eisrückzuges und Eiszerfalles — Endmoränen und Talsandisohypsen — im Untersuchungsgebiet einigermaßen verwickelt. Aus den geologischen Übersichtsaufnahmen, die auch die südlichen Gebiete bereits erfaßt haben (Bl. Stolp und Bütow 1 : 200 000), sowie aus W. Hartnack's Konstruktion (1926), die auf den Gedankengängen Finckh's und O. Schneider's fußt (z. B. Schneider, 1926), ergibt sich in großen Zügen folgendes Bild, das übrigens in mancherlei Hinsicht der Auffassung Keilhack's (1899) wieder nahekommt (vgl. von Bülow, 1932) (Abb. 2):

Die Große Baltische Endmoräne der Pommerschen Phase Woldstedt's (1925) bei Bütow zieht nicht, wie die bisherige Kartendarstellung will, über Süllenschin bis an die obere Stolpe, sondern weiter über Gowidlino und Wutzkow bis in das Buckowintal südlich von Lauenburg. Keilhack's Übersichtskarte von Pommern (1930) verzeichnet hier kuppige Landschaftsformen. Der Eisrand hat längs dieser Linie gelegen, ehe er um einige Kilometer zurückging: er verlief dann dicht nördlich Bütow west-östlich, von Pomeiske nach Norden auf der Westseite des Jassener Sees und weiterhin nördlich des Buckowintales (Buckowin—Zewitz—Kosemühl). Um diesen Bereich drehte sich der Eisrand nun beim weiteren Rückzug, der nördlich und nordwestlich Bütow schneller vonstatten ging, als hier im Süden von Lauenburg. Die westliche Fortsetzung dieser Randlagen verläuft auf den Gollen bei Köslin zu. Während der Rand von dieser Lage im Westen nach Norden in die des Garder Lobus überging, rückte er im Osten nur um wenige Kilometer zurück. Jetzt entstanden die Anhöhen unmittelbar südlich des Lebatales, nördlich Krampkewitz und Wunneschin und im Bereich von Boschpol, wo die von Süden kommende Leba in das ost-westliche Talstück eintritt.

Sobald der Eisrand die Linie vom Garder Lobus über Virchenzin bis Wollin erreicht hatte (von Bülow, 1930), gelangte er im Osten zum ersten Male in das Gebiet nördlich vom späteren Leba-Urstromtal. Zu dieser Randlage gehört westlich des unteren (SN-) Stückes des Lebatales ein kleines ostwestliches Tal in der Grundmoräne Groß-Podel—Großendorf.

Der nördlich des Ost—West-Teiles belegene Abschnitt wird durch Endmoränen nördlich und westlich von Lauenburg gekennzeichnet, ferner durch ein massiges Moränengebiet im N-Knie des Urstromtales bei Bismark. Auch ist wohl anzunehmen, daß die weitere Fortsetzung im Westflügel des Moränenkranzes um den Zarnowitzer See zu suchen ist (im Gegensatz zu Sonntag, 1912, und von Bülow, 1925). Es bildete sich also ein Lobus aus, der das ganze innerhalb des Lebatalrechteckes belegene Gebiet bedeckte und auch über dem unteren Lebatal (NS-Stück) lag. Es liegt nahe, wenigstens die Süd- und Ostseite des Talrechteckes als zu dieser Randlage im Sinne der glazialen Serie gehörig aufzufassen. Der weitere Rückzug besteht im wesentlichen in einer Zurücknahme des Lebalobus, die durch weitgreifende Spaltenzüge und Toteisabspaltung gefördert wurde (näheres s. u. S. 374 ff.).

Außer den Endmoränen hat das letzte Eis die Grundmoräne hinterlassen; der Geschiebemergel fehlt wohl nirgends und erreicht als durchschnittliche Maximalmächtigkeit etwa 10 m. In den Hängen des Lebatales ist überall der „untere Sand" freigelegt, der nahezu die ganze Hanghöhe einnimmt. Darunter liegt — z. B. an der Umbiegung bei Mackensen—Czierwienz — der untere Geschiebemergel, meist erreicht er jedoch nicht die Oberfläche. Dagegen sind am Nordhang des Tales zwischen Lauenburg und Mackensen

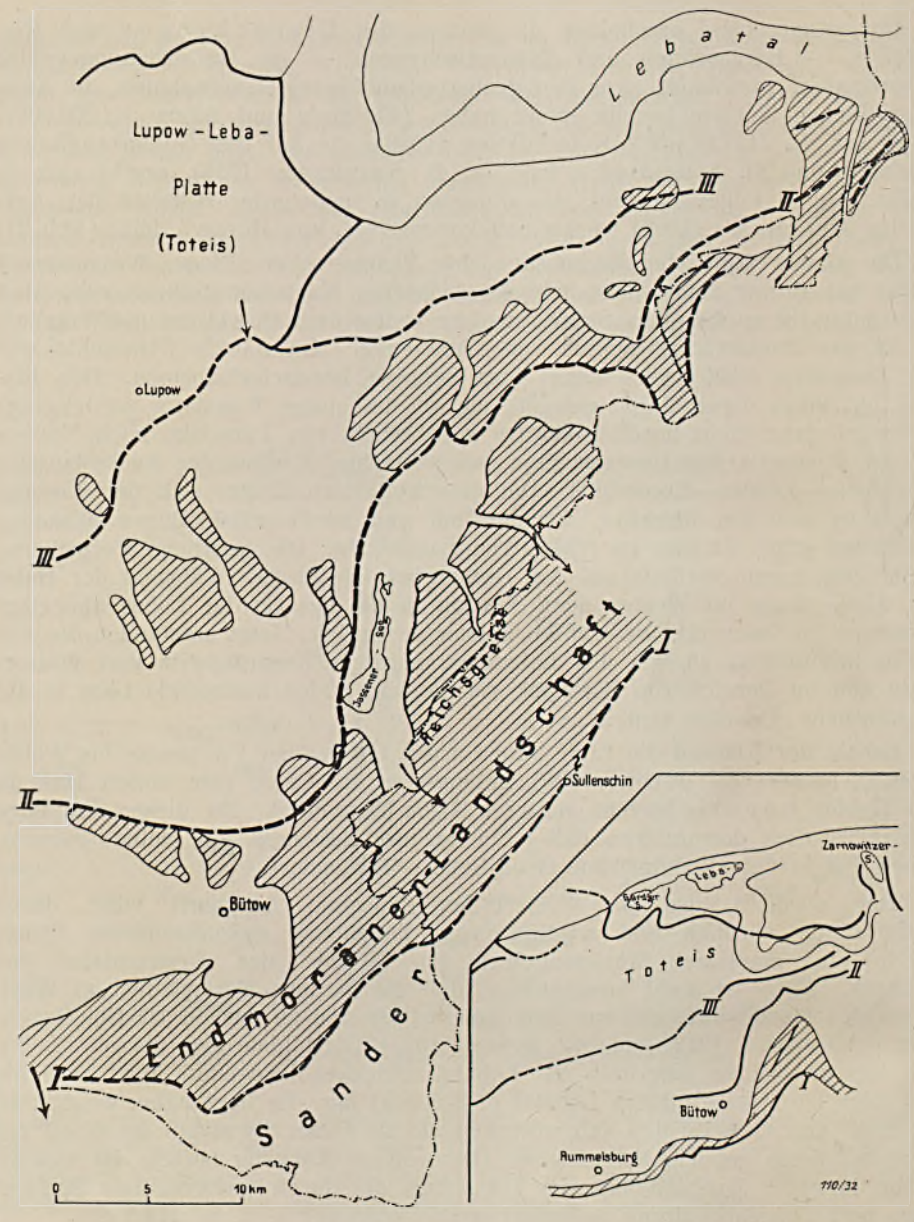


Abb. 2. Stillstandslagen in O-Hinterpommern auf Grund von Endmoränen und Terrassen-Isohypsen.

tertiäre Schollen von fettem Ton eingefaltet, die jedoch aus dem Zusammenhang gelöst sind. Überhaupt lassen die Talränder vielfach stark gestörte Lagerungsverhältnisse erkennen, z. T. sogar sehr enge Einzelfalten. Von der Hochfläche gesehen, erscheinen die Hangschultern viel-

fach gegenüber der Hochfläche erhöht, wie aufgestaucht. Es macht den Eindruck, als hätten auf der Hochfläche lastende Massen (Toteisplatten?) die durch die Einschneidung ihres Haltes beraubten Hochflächenkanten aufgepreßt. Möglicherweise hängen die gestörten Lagerungsverhältnisse ebenfalls damit zusammen.

Als Schmelzwasserspuren sind einige Wallberge zu erwähnen, sowie die Täler in der Moränenhochfläche. Am Boden des Lebatales tritt in gleichmäßiger Verbreitung Talsand auf, der überall das Liegende des Alluviums bildet, doch auch in großen Flächen zutage tritt. Nördlich von Lauenburg mündet das Neuendorfer Tal in die Lebarinne; bis 17? m mächtige Bändertonschichten liegen hier bis > 35—40 m Meereshöhe, also mehr als 15 m über dem Talsandniveau. Gegen das Lebatal brechen sie unvermittelt ab.

Nach Osten hin steigt die Talsohle bis auf 50—60 m an, darauf legt sich bei Boschpol der bis 15 m mächtige Schuttkegel der Leba, der zur Annahme der Terrassenverbiegung geführt hatte.

Der Wallberg von Luggewiese (von Bülow, 1925) östlich von Lauenburg ist am besten als zeitliches und genetisches Äquivalent des Talsandes aufzufassen (s. u. S. 372 f.).

Was die Formen des Urstromtales angeht, so wäre über den Grundriß, die Hänge und den Talboden folgendes zu sagen:

Im Grundriß setzt sich der Talzug aus zwei Nordsüdstücken zusammen, die im Süden durch ein mehrfach geschweiftes Ostweststück miteinander verbunden werden. Das östliche NS-Stück biegt bei Kniewenbruch spitzwinklig nach SO um und verläuft weiterhin nach Osten; das westliche NS-Stück wendet sich zwischen Zezenow und Charbrow nach Westen, wo sich die Nordseite nach Norden und Nordosten gleichsam verliert, während die Südseite scharf gegen das Diluvium abgesetzt ist. Die Breite des Tales beträgt von Lauenburg bis Zezenow—Charbrow gleichmäßig etwa 4—5 km; oberhalb von Lauenburg bis Boschpol und Kniewenbruch hingegen kommt sie nicht über 2—3 km hinaus und schrumpft in der Enge von Strebelin nahezu auf 1 km zusammen. Der unterste Teil des Talzuges, also jenseits von Charbrow—Zezenow verliert sich offenbar in das die Küste begleitende Urstromtal (S. 380); eine Breite ist daher nicht anzugeben. Doch beträgt sie mindestens 13—14 km. Doch ist das eigentliche Lebatal hier nur vom südlichen Rand bis zur Insel von Giesebitz (S-Ende des Lebasees) zu rechnen (vgl. Abb. 9), so daß das West—Ost-Stück hier — 2,5—3 km breit anzusetzen wäre, während der Rest auf das besagte Küstenurstromtal entfiele.

Die Formen, insbesondere Zertalungs- und Böschungsgrade der Talhänge zeigen eine gewisse Abhängigkeit von Grundriß und Breite: die Hänge des schmalen Talstückes von Kniewenbruch nach Süden, sowie besonders des Ostwestteiles oberhalb von Lauenburg, sind durchweg steil und selbst an Stellen, wo sie nicht sehr hoch sind, stark zertalt. Besonders zerrissen erscheinen die bewaldeten Hänge im Bereich der Endmoränenhöhen bei Boschpol, wo die größten Höhenunterschiede gegen die Talsohle mehr als 150 m betragen. Ebenso sind die Endmoränenhänge nördlich des Talknies (Bismark) stark zerschnitten. Südlich und südwestlich von Lauenburg ist das gleiche der Fall; der Nordhang unterhalb von Lauenburg hingegen ist wohl steil, doch nicht so stark zertalt. Im Talknie von Czierwienz erscheinen die Formen geradezu als Prallhang, der sich nach Norden, auf Zezenow zu, allmählich verflacht; der Osthang, der hier immer deutlich ist, wird gegenüber dem Zezenower „Gleithang" besonders

scharf und bleibt es trotz abnehmender Höhe bis Karlshof, wo die nordöstlich verlaufende Südseite des Küstenurstromtales — von alluvialem Flugsand verhüllt — ansetzt. Der Südhang des ostwestlichen Unterlaufes des Tales ist deutlich herausgearbeitet, doch nur in den Endmoränenstücken auffallend steil.

Der voralluviale Talboden zeigt eine Reihe von Formelementen, die durch Untersuchungen von RÖSE und die geologische Spezialaufnahme bekannt geworden sind. Allerdings erstreckt sich die relativ genaue Kenntnis nur auf den Teil von Lauenburg abwärts bis etwa zum Meridian der Südspitze des Lebasees (Abb. 3).



Abb. 3. Formen und Tiefen des Lebatalbodens.

Ganz allgemein ist festzustellen, daß die Tiefen des Mooruntergrundes, also im wesentlichen wohl die Oberfläche des Talsandes, vielfach wechseln, doch nicht viel über 7 m hinausgehen. Da sich die tiefsten Stellen im nördlichen Ost—Westteil befinden, liegen nur einzelne Punkte (bis zu 4 m) unter dem heutigen Meeresspiegel.

Der Teil Lauenburg—Czierwienz ist verhältnismäßig wenig bewegt und nur stellenweise 4 m tief unter der heutigen Mooroberfläche gelegen. Im Südnordstück hingegen finden sich einige mehr als 5 m tiefe Wannen: im Süden auf und westlich der Mittellinie, zu Füßen des erwähnten „Prallhanges"; im Norden zu beiden Seiten der Mittellinie: die eine Wanne liegt vor dem Ausgang eines bei Gr.-Jannewitz mündenden Seitentales, die zweite erstreckt sich in

unregelmäßiger Rinnenform von dem Jannewitz gegenüberliegenden Talhang nach NO auf Belgard zu. Daneben befinden sich hier einzelne kleinere, geschlossene Wannen. Im Ostwestteil werden, wie gesagt, Tiefen von 7 m erreicht: zwischen Zezenow und der Insel von Giesebitz, z. T. unmittelbar vor dem steilen Südhang. Weiter westlich scheint der Talboden allgemein höher zu liegen, so nach Beobachtungen des Verf. bis Schmolsin hin. Ebenso ist das Tal — bezogen auf die heutige Torfoberkante — auffallend flach nördlich einer Linie Giesebitz—Belgard, die das Tal von Westen nach Südosten durchquert; derart erscheint in diesem Teil das Tal im ganzen genommen recht flach; nur zwischen der Giesebitzer Insel, die weit nach O und SO unter dem Moor zu verfolgen ist, und der flachen Partie am NO-Rand zieht sich etwa im Zuge des heutigen Lebalaufes eine tiefere Rinne hin. Weitere flache Stellen, und zwar kegelartige Erhöhungen des Talbodens, finden sich im SW des Südnordstückes vor der Einmündung zweier Nebentäler. Ähnliche Schuttkegel erklären übrigens auch die Verflachung des Talbodens gegen Lauenburg zu.

Ist bis in die Nähe der Stadt immer noch eine Moordecke über dem Mineralboden vorhanden, so tritt eine solche östlich von Lauenburg immer stärker zurück und beschränkt sich wesentlich auf die Nachbarschaft des Lebalaufes. Im Nordsüdteil zwischen Schloß Platen und Kniewenbruch, sowie in der weiteren Fortsetzung nimmt die Moordecke wieder größere Flächen ein. Bis auf das Ostweststück, in dem der fast ebene Talboden zutage liegt, läßt sich über die Untergrundform hier nichts aussagen. Immerhin leisten die bekannten Teile bei der Deutung der Talgenese einige Dienste (S. 379).

Die nördlichen Teile des Bodens des unteren Lebatales liegen nur wenig über, einige Teile unter dem heutigen Meeresspiegel. Bei Czierwienz—Mackensen liegt der Talboden rund 6 m, bei Lauenburg mehr als 15 m, bei Boschpol etwa 35—50 m über NN, sofern man hier die jüngeren Aufschüttungen abrechnet. Doch ist bei der Beurteilung dieser Verhältnisse zu berücksichtigen, daß die „Meereshöhe" zur Zeit der Eintiefung des Tales mindestens 30—40 m mehr betragen hat (S. 385).

Die Anlage und Austiefung des Leba-Tales

1. Das letzte Stadium des Eiszerfalles vor Beginn der Bildung des Leba-Tales

Südlich des Lebatales ist eine letzte Eisrandlage auf folgender Linie zu erkennen (Bl. Bütow 1 : 200 000): Längs des Talbogens von Alt-Jugelow, der kein Wasser mehr führt, und seiner nordöstlichen Fortsetzung auf Varzmin B zu. Die Talböden liegen rund 100 m ü. M. Weiterhin verläuft die Randlage nach Osten, am Nordrand der Endmoränen von Zewitz—Kosemühl entlang über Krampkewitz nach Osten und Nordosten. Verlief diese Linie anfangs etwa der Hauptendmoränenzone von Bütow—Schimmerwitz parallel, so strebt sie von Varzmin B auf die Hauptendmoräne zu, ohne sie jedoch ganz zu erreichen. Sie vereinigt sich vielmehr südlich von Boschpol mit der Zewitzer Randlage, die ja der Hauptrandlage eng verbunden ist, liegt hier doch der große Dreh- oder Aufhängepunkt der hinterpommerschen Moränenzüge (vgl. Abb. 2 und 4).

Die Entwässerung erfolgte in diesem Zeitraum durch das Schimmerwitzer Buckowinatal bzw. durch das Krampkewitz-Wunneschiner Tal zum Lupowtal, dem Alt-Jugelower Bogen und von da aus teils subglazial oder intraglazial (Eiszerfall), sowie zum Jassener See hin.

Daß eine intraglaziale Abführung des Schmelzwassers in erweiterten Spaltenschluchten zwischen ersterbenden Eisplatten möglich war, wird durch die deutlich zu verfolgende Abspaltung von großen Toteisplatten wahrscheinlich gemacht: denn zwischen Lupowlauf, Alt-Jugelow und dem späteren Lebatal wird bereits eine Toteisplatte erkennbar (VON BÜLOW, 1930), die noch auf lange Zeit hinaus die weitere Entwicklung — auch des Lebatales — bestimmend beeinflußt. Ähnlich macht sich südlich des Lupowtales, der vorigen benachbart, eine weitere Scholle bemerkbar, die bis zu einer anderen Randlage reicht (Schottow- und Stolpetalboden, 50—60 m ü. M.). Dieser Hergang bestätigt die bereits a. a. St. ausgesprochene Ansicht, daß der Rückzug des Eisrandes im wesentlichen in einer randlichen Abspaltung von Toteisstreifen besteht, sich also

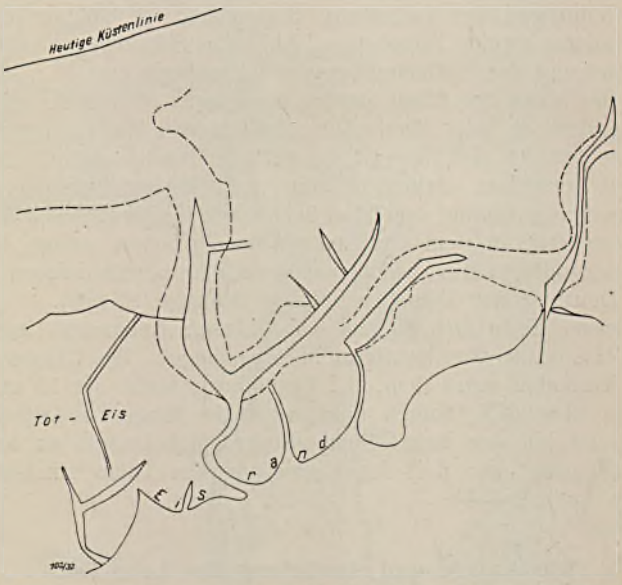


Abb. 4. Letztes Zerfallsstadium vor dem Freiwerden des Lebatales; das Talsystem ist in Eisspalten vorgezeichnet.

periodisch und nicht kontinuierlich vollzieht (VON BÜLOW, 1927 b): Es wechseln zum wenigsten in Pommern, wahrscheinlich aber in ganz Norddeutschland, die Spuren aktiver und toter Randzonen regelmäßig miteinander ab.

Die Bildung der von Spaltenzügen umrahmten Lupow—Leba-Platte greift schon in das nächste Stadium über, das die erste Anlage des Lebatales bewirkt.

2. Der älteste Teil des Lebatales

Diese Toteisplatte reichte im Norden etwa bis zur Linie Großendorf—Groß-Podel, auf der sich das Lupowtal dem späteren Lebatal bis auf 14—15 km nähert. Die östliche Begrenzung der Platte dürfte in der Mittellinie des Unterlaufes des Lebatales zu suchen sein (Abb. 5).

Nördlich der Linie Großendorf—Groß-Podel sind die ersten Anzeichen einer neuen Randlage zu bemerken: Geschiebebestreuung, ein etwa westöstlich verlaufender Streifen oberen Sandes, langsam zunehmende Bewegung im Gelände,

kiesige Aufschüttungsmoräne nördlich und östlich von Groß-Podel. Auf der Linie selbst liegt ein ausgeprägter Talzug, in dessen Verlauf drei ausgedehnte alte Flußschlingen deutlich hervortreten, während das Tal selbst im allgemeinen nur einige Hundert Meter Breite erreicht. Der Talboden liegt im Westen rund 30 m ü. M. und steigt nach Osten bis auf 55 m an, um an einem jüngeren Erosionstal plötzlich abzubrechen und ohne daher das Lebatal zu erreichen. Zudem liegt er mehr als 40 m über dem Lebatalboden.

Die östliche Fortsetzung dieser Randlagen ist in Aufschüttungsmoränen bei Wobensin und Schlüsselberg im Osten des Lebatales, nordwestlich von Lauenburg zu suchen. Bei Lauenburg selbst muß der Rand des Eises das spätere Lebatal gequert haben; irgendwo südlich von Groß-Boschpol, im Aufhängepunkt der hinterpommerschenn Endmoränen, verliert sich seine Spur.

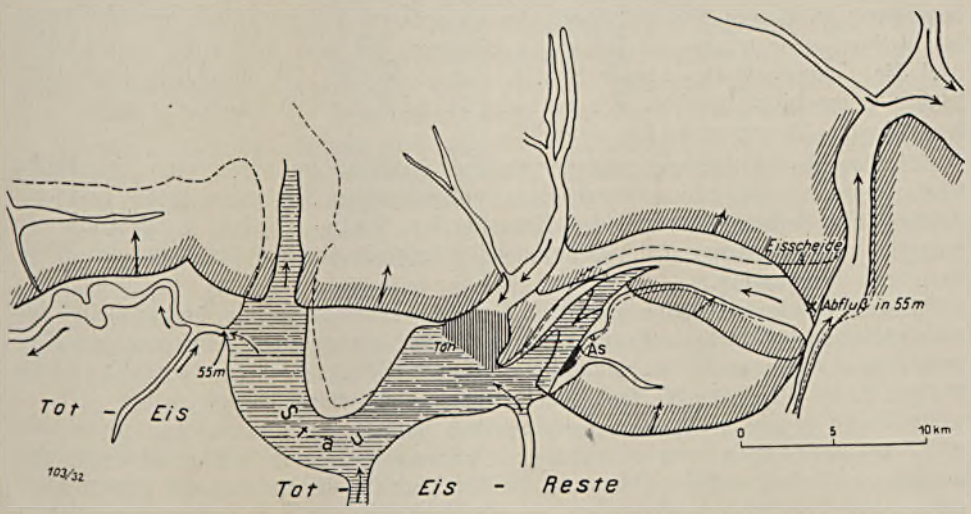


Abb. 5. Stadium des 55 m-Staues (schraffiert = Eisränder; wagerecht schraffiert = Stauwasser; senkrecht schraffiert = Ton; Pfeile = Eis- bzw. Wasserbewegung).

Das Bild dieses Stadiums war also dieses: Westlich des Talzuges die Toteisplatte bis Großendorf—Groß-Podel; nördlich davon das lebende Eis, dessen Rand in ostsüdöstlicher Richtung verlief, vor diesem Eisrande — im Zuge einer alten nordsüdlichen und einer ostwestlichen Spalte — ein Randtal, das einen großen Teil der Breite des späteren Lebatales von Lauenburg bis Groß-Podel eingenommen hat.

Das noch aktive Eis verfiel vom Rande her eiseinwärts, wobei Spaltensysteme den Zerfall vorbereiteten: eine solche Spalte mag als Vorläuferin des Leba-Unterlaufes, von Norden nach Süden verlaufend, den Eisrand zwischen Groß-Podel und Wobensin erreicht haben; eine weitere nordost-südwestliche wird durch den Neuendorfer Talzug nördlich von Lauenburg gekennzeichnet; und ein drittes Spaltensystem erreichte — von Osten her — den Eisrand östlich und südlich von Lauenburg und bereitete die Abspaltung der Außenzone des Eises an dieser Stelle vor. Alle drei Spaltenzüge führten beträchtliche Mengen

von Schmelzwasser in das kurze Randtal. Doch ist auch denkbar, daß die Nordsüd-Spalte einen Teil des Wassers subglazial abführte.

Trotz dessen muß sich das Randtal von Lauenburg bis Groß-Podel bald mit Wasser gefüllt haben. In 55 m (heutiger) Höhe erfolgte der Ablauf und schuf das Tal von Groß-Podel bis Großendorf, das als Zubringer des bereits eisfreien Lupowtales diente. Doch auch dem Lupowtal war der kürzeste Weg nach Norden noch durch das Eis versperrt, das noch den Garder Lobus ausfüllte (Abb. 2). Erst später vermochte die Lupow, anstatt in das Stolpesystem überzugehen, selbständig zwischen Garder und Virchenziner Lobus nach Norden durchzubrechen (VON BÜLOW, 1930).

Da der Überlauf des Leba-Randtales in 55 m Höhe lag, bzw. das Randtal dieses Stadiums von Lauenburg über Groß-Podel und Großendorf zum Lupowtal verlief, war zwar eine gewisse Wasserbewegung in diesem Tal und damit dessen erosive Ausgestaltung gewährleistet; im übrigen aber mußte ein Rückstau erfolgen, der sich bis in die Neuendorfer und die Lauenburg-Boschpoler Spalte, ebenso wie in die südlichen Nebentäler hinein bemerkbar machte. Es erfolgte ein Aufstau bis rund 55 m heutiger Meereshöhe.

Infolge des Aufstaues erfolgte an den Spaltenmündungen eine erhebliche Verlangsamung des dem Staubecken zufließenden Schmelzwassers und ein Absatz der Sedimente: Vor der Neuendorfer Spalte wurden Bändertone abgelagert und am Ausgang der Ostwestspalte bzw. in einer Nebenspalte der Wallberg von Luggewiese.

Der Neuendorf-Lauenburger Bänderton erreicht an der Oberkante 35 bis 50 m Meereshöhe, während die Unterkante nur wenig über dem heutigen Talboden liegt. Daraus ist zu schließen, daß die Eintiefung des ältesten Talstückes bereits bis fast zur heutigen Lage erfolgt war.

Es muß demnach angenommen werden, daß bis zu diesem Stadium erhebliche Wassermengen von merkbarer Strömungsgeschwindigkeit wirksam gewesen waren: entweder ist also ein großer Teil der Eintiefung vor diesem Zerfallsstadium des Eises erfolgt, wie es offenbar von anderen hinterpommerschen Tälern angenommen werden muß; dann wäre der Talzug als intraglazialer Wasserweg angelegt worden. Oder es ist zu schließen, daß auch jetzt noch ein merkbarer Abfluß — also wohl durch die südnördliche Verlängerung des unteren Talstückes — subglazial statthatte. Mit dieser Annahme würden sich die verhältnismäßig geringen Abmessungen des Groß-Podel—Großendorfer Überlaufes erklären. Wahrscheinlich sind beide Voraussetzungen berechtigt. Jedenfalls ist die Folge weiterhin die Annahme, daß der unterste Teil des endgültigen Lebatales schon in diesem Stadium sub- oder intraglazial angelegt wurde.

Ganz analog wurde auch am Ausgang des ostwestlichen Spaltenzuges sedimentiert: Hier entstand als subglaziale Spaltenfüllung der Kiesrücken des Wallberges von Luggewiese (VON BÜLOW, 1926), dessen Deutung bisher nicht recht klar war (HARTNACK, 1931). Nunmehr erscheint der Ås als zeitliches und genetisches Äquivalent des Talsandes, zumal er bei einer größten Höhe von rund 40 m noch beträchtlich unter dem Stauwasserspiegel lag.

In ähnlich einfacher Weise läßt sich das zweite, größere Problem des Leba-Tales, um das sich KEILHACK, JENTZSCH, PENCK, WUNDERLICH, SONNTAG, HARTNACK (vgl. HARTNACK, 1931) u. a. bemüht haben: die Frage der Ter-

rassenverbiegung bei Gröss-Boschpol, an der Grenze des von der Leba benutzten Talabschnittes gegen den Rheda-Abschnitt. Die Lösung der Frage, die natürlich zu Diskussionen: tektonische Entstehung oder nicht? geführt hatte, liegt bereits in WUNDERLICH's, SONNTAG's und besonders HARTNACK's Gedanken beschlossen (1914, 1915 bzw. 1931), aus denen sich unter Berücksichtigung des Herganges des Eiszerfalles folgendes Bild ableiten läßt:

Der Rand des geschlossenen Eises reicht noch immer bis in das Gebiet südlich des Lebatales. Außer den beiden unweit Lauenburg austretenden Spalten ist u. a. eine weitere auffällig, die parallel zum unteren Teilstück des Lebatales in etwa nordsüdlicher Richtung verläuft: sie entwickelte sich in der Gegend des Zarnowitzer Sees, zog in der Richtung des obersten, von der Rheda durchflossenen Talabschnittes (Kniewenbruch—Schloß Platen) und ist weiter im Süden im Oberlauf des Lebaflusses zu erkennen.

Diese Spalte wurde später von besonderer Bedeutung; denn sie trennte den Lebalobus vom Westpreußischen Lobus, bedingte einen beträchtlichen Wasseraustritt am Gletschertor des Zarnowitzer Sees und wurde zum Ursprung des Rheda-Urstromtales. Vorerst aber hatte sich in dem nun isolierten Lebalobus eine Spalte aufgetan, die sich anscheinend vom Zarnowitzer See nach Süden zu Westen in das Eis einfraß und sich der Spalte näherte, die von Lauenburg nach Osten zu in das Eis eindrang. Durch rückschreitende Erosion, die auch bald den Untergrund erfaßte, rückten die Spalten einander immer näher. Ehe die Vereinigung jedoch soweit vorgeschritten war, daß ein einheitliches Spaltental im Eis und im Untergrund entstand, muß der Eiszerfall soweit vollzogen gewesen sein, daß der Untergrund im Bereich der Vereinigung nicht mehr auf das Niveau der Spaltenböden vertieft werden konnte. Es blieb eine geringfügige Talwasserscheide bestehen, eine der von O. SCHNEIDER (1926) aus Hinterpommern mehrfach beschriebene Erscheinungen, die er als Eisscheiden bezeichnet.

Die Talwasserscheide wurde durch aufgelagerte Schuttkegel noch betont (S. 382 f.). Zieht man den Betrag der späteren Aufhöhung ab, so erhält man folgende Werte für die ursprüngliche Lage des nunmehr gemeinsamen Talbodens: im Westen bei Lauenburg 19—20 m ü. M., einige Kilometer östlich (bei Felstow) 39 m ü. M., bei Boschpol — außerhalb der Schuttkegel — an den Talrändern 50—55 m, nördlich Schloß Platen, also schon im SN-Stück 50—60 m, vor Kniewenbruch $>$ 40 m, bei Kniewenbruch selbst 35 m, weiterhin 30 m (Paradies) usw. Also ergibt sich im Gebiet der Vereinigung der meridionalen mit der W—O-Spalte eine Höhenlage des Talbodens von 55—60 m, und nach beiden Seiten hin ein $\pm$ gleichmäßiger Abfall. (Der vom Zarnowitzer See = Gletschertor kommende Zufluß verrät sich durch Sandflächen, die, auf den Talboden zu geneigt, in diesen übergehen.)

Die Höhenlage der Talwasserscheide entspricht genau der Lage des westlichen Überlaufes des Stausees bei Groß-Podel. Der Stau ist also nicht nur subglazial (NW) und zum Lupowsystem hin abgeflossen, sondern auch nach Osten bzw. Nordosten ins Rhedatal. Ich glaube daher im Gegensatz zu SONNTAG u. a., dagegen in gewisser Übereinstimmung mit HARTNACK nicht daran, daß der Danziger Stausee einmal durch das Rheda—Lebatal zum Lebaseegebiet hin abgeflossen sei. Für die Weichsel selbst ist die entsprechende Annahme ebenso unwahrscheinlich: dagegen spricht schon die wechselnde Breite des Talzuges, die auf der einen Seite seine Uneinheitlichkeit dokumentiert, auf der anderen aber das Durchfließen großer Wassermassen völlig absurd erscheinen läßt.

Auch der Wallberg von Luggewiese wäre gegen größere Wassermengen und merkbare Strömung nicht genügend geschützt gewesen. Da er jedoch erst in einer Zeit entstand, als das Tal schon etwa bis zur heutigen Tiefe vorhanden war (S. 378), kann er später keinen nennenswerten Angriffen mehr ausgesetzt gewesen sein. Zudem werden die Wassermengen, die späterhin und bis heute das Tal durchliefen, nicht nur vergleichsweise unbedeutend gewesen sein, sondern auch den durch den Talgrundriß vorgezeichneten Weg genommen haben, der sie außerhalb des Bereiches des Wallberges am nördlichen, noch jetzt als Prallhang erkennbaren, Talrand entlang führte. Der Wallberg liegt daher seit je im Stromschatten (südwestlich des Dorfes Goddentow), im Bereich der Anlandung am Gleithange und ist durch Talsandflächen geschützt.

Erheblich stärker exponiert als der Wallberg erscheint die vorspringende Grundmoränennase westlich von Lauenburg, die als Kap in den Stausee hineinragte. Daß sie hier, an der großen Umbiegung des Tales, nicht einfach wegerodiert worden ist, erklärt sich aus dem Umstand, daß die benachbarte Neuendorfer Spalte, sowie die südnördliche Lebatalspalte alles Eiswasser an sich zogen, wie sich aus der starken Zerschneidung der Hänge der beiden entsprechenden Täler entnehmen läßt. Aus dem gleichen Grunde blieb auf der Hochflächennase eine schützende Eiskappe erhalten. Auch in späteren Stadien, die eine gewisse Belebung der Erosion im Gefolge hatten, blieb die Nase infolge günstiger Umstände unversehrt (Abb. 9).

Zusammengefaßt ergeben die bisherigen Ableitungen, daß als ältester Teil des Lebatalzuges — der in allen seinen Teilen im Spaltennetz vorgezeichnet war — das Stück zwischen Lauenburg und Groß-Podel—Wobensin anzusprechen ist. Alles andere war noch von Eis bedeckt. Mit der Erweiterung gewisser Spalten erfolgte eine Ausdehnung des offenen Talstückes nach Osten bis etwa Boschpol—Schloß Platen hin, vielleicht auch nach Norden hin im Zuge des untersten Lebatales. Der Wasserspiegel war bis >55 m über dem heutigen Meeresspiegel angestaut. Im Westen erfolgte der Abfluß zum Lupow- und Stolpesystem durch das Tal von Groß-Podel—Großendorf, nach Osten hin über die Eisscheide zwischen Leba- und Rheda-System. Der Wallberg von Luggewiese und der Bänderton von Neuendorf sind Äquivalente des Talsandes dieser Entwicklungsstufe.

3. Die weitere Entwicklung bis zum Absinken des 55 m-Stauspiegels

Bei der Schilderung der Entwicklung im Bereich der Talwasserscheide zwischen Leba- und Rhedafluß wurde bereits etwas vorgegriffen; denn diese Entwicklung vollzog sich fortschreitend vom ersten Stadium bis in das folgende hinein und fand erst mit dessen Abschluß ihr Ende.

Mit der allmählichen Erweiterung und Verlängerung der Spalten ging das Eis vom Groß-Podel—Großendorfer Tal langsam zurück. Eine deutliche Randlage bildete sich einige Kilometer weiter nördlich aus (vgl. VON BÜLOW, 1930): Verlief der Eisrand anfangs in gerader Linie nördlich des Groß-Podel—Großendorfer Tales, des Lupowtales und südlich des Garder Lobus, so zeigt sich nun das Bestreben, den Eisrand in einzelne Loben aufzuspalten. Während also die erste Grenze durch eine geradlinige Spalte bedingt war, die den ersterbenden Rand vom Eiskörper abtrennte, so bilden sich nun am neuen Rand des lebenden Eises Formen heraus, die für die Aktivität zeugen: im Westen der Garder

Lobus — das schönste Beispiel der „glazialen Serie" —, nach Osten anschließend der Virchenziner Lappen und weiterhin, nördlich vom Groß-Podel—Großendorfer Tal, der Westflügel des Lebalappens mit nordöstlicher Rückzugstendenz. Derart wird das betreffende Gebiet im Westen bzw. im Südwesten zuerst eisfrei, nach Osten hin folgen jüngere Staffeln (Ruschütz, Poblotz). Die jüngste Staffel wird durch den Fahnenstangenberg bei Wollin dargestellt, vor dem sich ein kleines Talsandtal als Randtal hinzieht und die Ecke im SN—OW-Knie des untersten Lebatales abschneidet (Abb. 7). Der höchste Punkt dieses Talbodens liegt 36 m über dem heutigen Meeresspiegel, doch spricht die Enge des Tales, sowie der Umstand, daß der Scheitel nicht nach dem Lebastausee (Osten) hin, sondern in der Mitte des Tales liegt, dagegen, daß der Lebastausee hier einen ersten tiefen Abfluß gefunden habe.

Zu den früheren Staffeln in diesem Teilgebiet gehört ein ostwestlich verlaufendes Randtal südlich Poblotz—Ruschütz usw. Dieses Tal biegt im Westen nach Norden ab und geht in das untere Ostweststück des Lebatales über; dieses muß demnach irgendwie, etwa in Form einer Marginalspalte, schon in diesem Stadium vorhanden gewesen sein. Außerdem spricht die Umbiegung des Nebentales dafür, daß der Ausfluß ins „Lebatal" schon eisfrei war, daß also der Rückzug des Teillobus tatsächlich in nordöstlicher bis östlicher Richtung erfolgte (Abb. 7).

Der weitere Verlauf des Eisrandes nach Osten wird jenseits der Lebatalspalte durch kuppige Formen bei Johannisthal, bei Kattschow, Hohenfelde und ? Woedtke angedeutet. Ob es sich hierbei allerdings um einen „Rückzug" handelte, oder nicht vielmehr um einen Zerfall, ist nicht ganz sicher. Das letztere ist wahrscheinlicher: mangelhaft ausgebildete Endmoränen, dagegen deutliche Spaltenspuren sprechen dafür.

Das Spaltennetz dieses Stadiums ist recht klar zu erkennen: die Neuendorfer Spalte frißt sich immer weiter nach Norden in das Eis; ein doppelter Wallberg bei Schwartow, bis in den unteren Sand eingeschnittene Erosionsrinnen und ein eigenartig beckenförmiges Talsystem ohne besondere Talsedimente (zwischen Pusitz, Tauenzin und Schwartow, Abb. 6) bezeichnen den weiteren Verlauf der Spalten.

Eine wichtige Nebenspalte, bzw. Spaltengruppe, die ebenfalls durch einen Às (Labehn) unterstrichen wird, geht der Neuendorfer Hauptspalte (bei Villkow) aus NNW zu.

Marginalspalten dürften in diesem Zeitpunkt auch bereits angedeutet sein, erlangen jedoch erst später größere Bedeutung: im Westen erreicht eine von ihnen bei Charbrow das Lebatal und kappt im Osten die Neuendorfer Hauptspalte bei Zackenzin. Weiter im Osten scheint ein anderes Stück zu liegen (Chottschow), das am Chottschower See in die Richtung des Zarnowitzer Sees, nach Südosten, abbiegt und bis zum Rhedatal westlich Kniewenbruch zu verfolgen ist. Zweifellos spielten alle diese Wasserzubringer eine Rolle bei der letzten Ausgestaltung des gesamten Talzuges.

Auch im Süden sind Zuflüsse anzunehmen: der Oberlauf der Leba tritt bei Boschpol ins Haupttal ein, weitere im Bereich des Ásgrabens des Luggewieser Wallberges (Luggewieser See), südlich Lauenburg, bei Lischnitz, Langeböse und Schurow—Czierwienz. Diese Zuflüsse waren noch in einem späteren Stadium vorhanden (S. 378). Es muß daher gefolgert werden, daß auf den Höhen südlich des Lebatales noch beträchtliche Eisreste lagerten. Das wird

ebenfalls für die genannte Lupow—Leba-Platte (Abb. 2) sicher; denn etwa am Anfang des Groß-Podel—Großendorfer Tales endet eine von SW herkommende Ásspalte von beträchtlichen Ausmaßen (VON BÜLOW, 1930), die noch lange Wasser lieferte (Abb. 8).

Da der Stauspiegel bisher nicht nennenswert gesunken ist und andererseits die Zuflüsse unvermindert anhielten, ging der Absatz des Bändertons von Neuendorf weiter. Ebenso ist die Sedimentation des Talsandes am Talboden noch nicht abgeschlossen. Außerdem bringen die südlichen Zuflüsse beträchtliche Kies- und Sandmengen in das Tal: vor jedem derselben beginnt sich ein deltaartiger Schuttkegel abzusetzen.

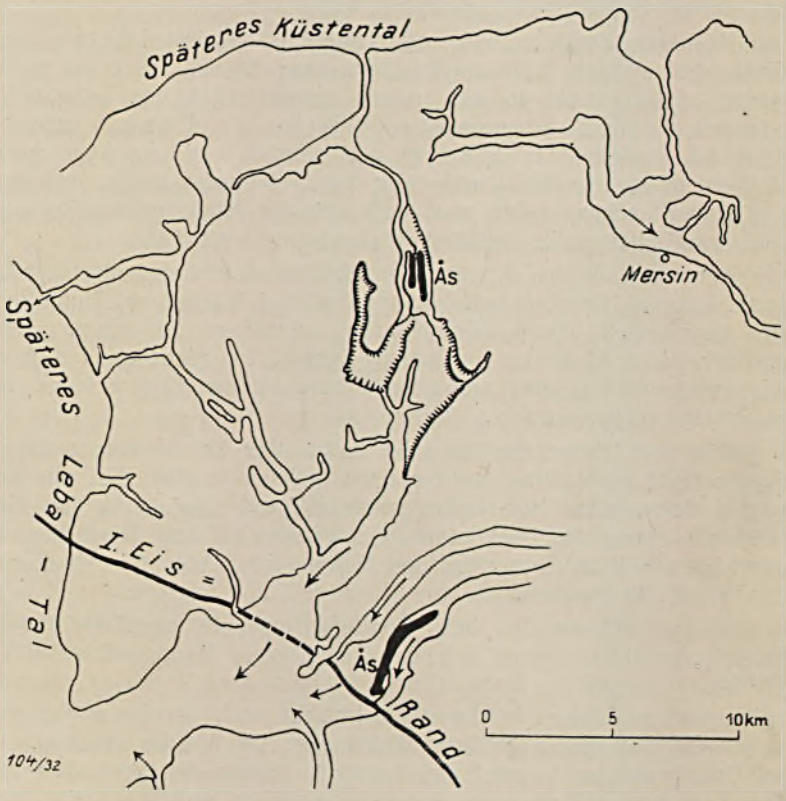


Abb. 6. Die Neuendorfer Spalte mit dem Schwartower Wallberg und der Spaltenerweiterung (gezähnte Uferlinie). (Weitere Haupt-Spaltenzüge sind angedeutet.)

Immerhin ist anzunehmen, daß der Stauspiegel jetzt schon ganz langsam sank; denn es ist wahrscheinlich, daß der subglaziale Abfluß nach Norden, auch schon über die Zezenower Ecke (VON BÜLOW, 1925), immer weniger behindert war.

Der wichtige Wendepunkt in der älteren Talgeschichte trat jedoch erst im folgenden Stadium ein, bei dessen Beginn der Talzug bis auf den nördlichsten (Ost—West-) Teil schon zusammenhängend in Benutzung war.

4. Das Absinken des Stauspiegels und das Leerlaufen des Talzuges

Zu Beginn dieser Entwicklungsstufe verlief der Rand des noch einigermaßen geschlossenen Eises von den Wolliner Endmoränen nach Südosten wahrscheinlich über Johannisthal und Kattschow oder Hohenfelde auf (Woedtke oder) Bismark zu. Nach Nordwesten zog er, wie weiter unten abgeleitet wird, auf die „Giesebitzer Insel" zu. Bis zur Freigabe der Zezenower Ecke war nur mehr ein winziger Schritt. Damit öffnete sich für den Stausee ein tiefliegender Ablauf in das dort vorhandene Tal einer Marginalspalte (S. 375), offenbar die westliche Fortsetzung der Charbrower Ost-west-Spalte (Abb. 7).

Die Folge war ein reißender Abfall des 55-m-Spiegels. Dessen Folge wieder dürfte ein schneller Rückgang des Eises bis zur Linie Giesebitz—Belgard ge-

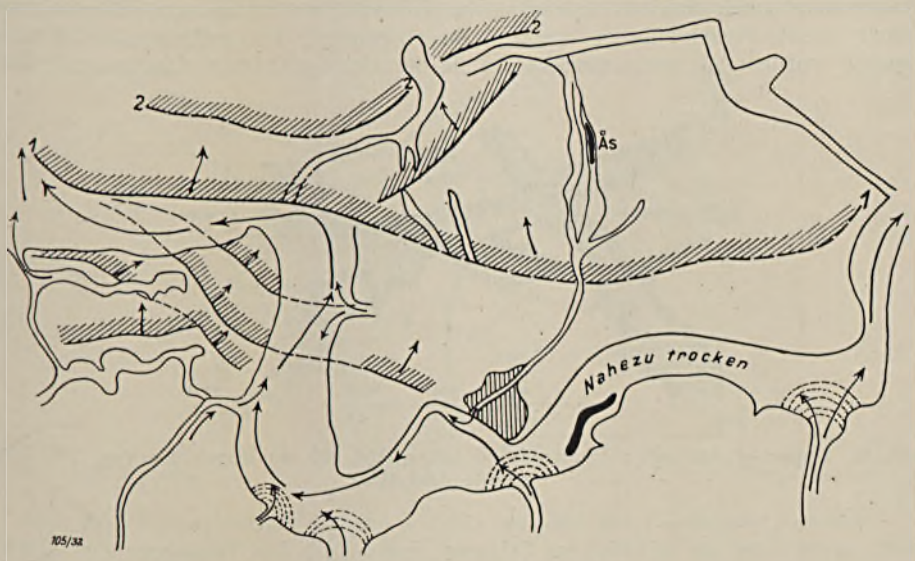


Abb. 7. Freiwerden der Zezenower Ecke und Absinken des Stauspiegels.

wesen sein, da die Wassermengen bei Passieren der Enge zwischen Eisrand und Zezenower Ecke sicher stark erodierten.

Der Wasserspiegel sackte von 55 oder 50 m auf kaum mehr als 10 m heutiger Meereshöhe ab.

Die obersten Teile des Talzuges, etwa oberhalb Lauenburg, deren Boden höher als 20 m liegt, liefen schnell leer; ebenso zog sich das Stauwasser aus den südlichen Nebentälern zurück. Die Folge war eine starke Erosion und Verbreiterung der Teile unterhalb von Lauenburg, besonders auch unterhalb der Umbiegung von Czierwienz—Mackensen. Der Prallhang der Umbiegungsstelle wurde ausgearbeitet, soweit es die schützende Toteiskappe (Lupow—Leba-Platte) zuließ.

Der Abfluß über Groß-Podel wurde trockengelegt. Da aber die hier in das Lebatal mündende Åsspalte (S. 376) weiterhin noch reichlich Schmelzwasser

lieferte, wurde der oberste Teil des Talbodens gekappt und durch einen tiefen Erosionshang vom Lebatal getrennt (Abb. 8).

Ein Zusammenhang zwischen Leba- und Rheda-Abschnitt bestand nicht mehr; es sei denn, daß ein Teil des Lebawassers, das bei Boschpol in das Haupttal eintritt, damals schon wie noch heute nach der Rheda zu die Talwasserscheide hinabfloß. In dieser Zeit wuchs der Schuttkegel auf der Talwasserscheide beträchtlich an, da das abgelagerte Gut nun nicht mehr durch die Strömung des Stausees fortgenommen wurde. Ebenso wuchsen die übrigen Schuttkegel im oberen Tal ständig in die Höhe und Breite; besonders bei Lauenburg wurde fast die ganze Talbreite ausgefüllt. Die Nebentäler, vor denen sich diese Schuttkegel aufbauten, weisen mehr oder weniger deutliche, jetzt trockenliegende Talböden auf, die in der Nähe der Mündung in etwa 15—20 m Höhe ü. M. liegen und allmählich in den Boden des Lebatales übergehen. Sie beweisen, daß der Wasserzufluß auch nach dem Leerlaufen des Staubeckens noch anhielt, daß also die Eisreste im Süden und Westen noch immer nicht verschwunden waren. Im Gegenteil, die zufließenden Wassermengen waren noch recht merkbar: z. B. der bei Lauenburg einmündende Kuh-

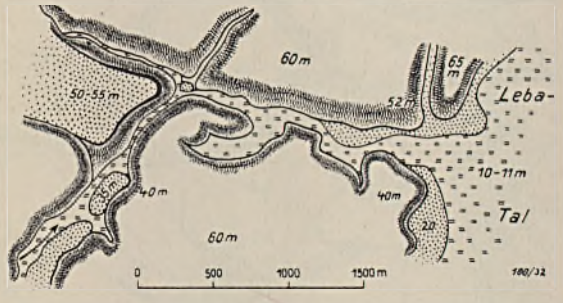


Abb. 8. Kappung des alten Überlauf-Talbodens (50—55 m) durch die von SW kommende Asspalte.

bach vermochte am nördlichen Talhang einen Teil des Tonlagers der älteren Terrasse abzuräumen und einen scharfen Prallhang herauszuarbeiten, der im Nordwesten auch die älteren Schichten der Hochfläche deutlich angriff (Scharnhorst).

Die Neuendorfer Spalte liefert ebenfalls noch Wasser. Das Tonlager wird durchschnitten, vor völliger Abräumung jedoch teils durch seine Lage im Stromschatten, teils durch den angenagten Sockel von Geschiebemergel und Glazialkies geschützt. Ebenso laufen die Belgarder und Charbrower Spalten noch; denn vor ihrer Mündung in's Lebatal sind verhältnismäßig tiefe Kolke entstanden (Abb. 3). Da im übrigen der obere Teil des Talzuges keinen anderen Zufluß als den Oberlauf der Leba erhält, unterbleibt hier bis Lauenburg abwärts jede Verbreiterung des Tales. Die Schmelzwasserbäche, die von den angrenzenden Hochflächen unmittelbar in das Tal hinabstürzten, zerschnitten wohl die Hänge, waren aber sonst ohne Einfluß. Dies um so mehr, als das plötzliche Leerlaufen einen tiefsten Weg vorgezeichnet hatte, den der Fluß auch jetzt noch benutzt und der seither weitere Erosion unmöglich gemacht oder wenigstens stark gehemmt hat.

Die gesamten Verhältnisse zu dieser Zeit lassen sich mit einiger Sicherheit aus den Formen des Talbodens ablesen, wie sie sich aus der bereits 1925 veröffentlichten Karte ergeben (Abb. 3). Diese Karte gestattet nicht nur Schlüsse auf die Art der Wasserbewegung und die Ausfüllung des Tales im letzten Abschnitt der Schmelzwasserzeit, sondern auch auf die Lage des geschlossenen Eisrandes.

Der Talboden erreicht unter der heutigen Mooroberfläche bis mehr als 7 m Tiefe, als Durchschnittstiefe dürfen etwa 3 m gelten. Am höchsten liegt der Boden naturgemäß westlich von Lauenburg, wo er auf großen Flächen zutage tritt. Eine zwei bis drei Meter tiefere Rinne unweit des Nordrandes bezeichnet der Stromstrich der letzten Schmelzwasserperiode. Vor Lischnitz und Langeböse sind die zutage liegenden Schuttdeltas weit unter der Moordecke zu verfolgen. Der Stromstrich läuft von der Ecke von Mackensen nach Südwest bis West am jenseitigen (westlichen) Talhang. Allerdings wird die Tiefenrinne hier durch einen ausgedehnten Sandkegel vor dem Schurow-Czierwienzer Neben-

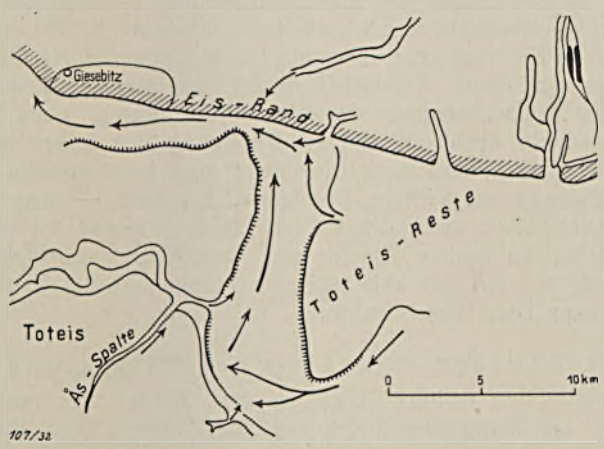


Abb. 9. Strömungsverhältnisse im Lebatal zur Zeit der Giesebitzer Randlage.

tal verdeckt und erscheint erst nördlich davon wieder am westlichen Talrand. Offenbar sind die bisher erwähnten Schuttkegel jünger als die Tiefenrinne. Hingegen muß das „Delta" des Åsspaltentales bei Groß-Podel gleichalt mit der Rinne sein; denn diese wird durch den untermoorigen Kegel stark nach Osten abgelenkt, gewinnt aber sehr bald den Westrand wieder, um allmählich nach Nordosten auf Belgard zu umzubiegen. Hier liegt vor der Belgarder Spaltenmündung, ebenso wie vor dem südlich davon einmündenden Tal, je ein flacher Kolk. Offenbar hat die Stärke der Strömung hier keine Sedimentation zugelassen, während sie sich vor Groß-Podel noch damit begnügen mußte, den Schuttkegel nach Norden abzubiegen. Nun zieht sich der Stromstrich überraschenderweise nicht in weitem Bogen um die Zezenower Ecke herum nach Nordwesten, sondern biegt scharf nach Westen ab und zieht sich dicht am südlichen Talrand hin. Kurz nordwestlich von Zezenow erreicht die Rinne ihre größte Tiefe. Der Talrand erscheint als Prallhang oder zum wenigsten Erosionsrand. Ein solcher findet sich auch am Westende der Giesebitzer Insel bei Fuchsberg und Paris. Offenbar schwenkte die Strömung bei Schorin — wo

die Umbiegung des Randtales von Glowitz eine Spalte vermuten läßt (S. 375) — nach Norden ab. Auch die Verflachung des Tales nach Westen hin (Schmolsin) läßt den Schluß zu, daß die Hauptwassermengen Schmolsin nicht erreichten, sondern um die Giesebitzer Insel herum nach Norden gelangten.

Diese Insel läßt sich nach Osten und Südosten noch weit unter der Moordecke verfolgen. Sie muß also als eines der Hindernisse angesehen werden, die die Strömung nach Westen zwangen. Ein zweites ist in der starken Verflachung des Tales nördlich der Verbindungslinie von Giesebitz nach Belgard zu suchen. Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, daß das dritte, wichtigste Hindernis der auf dieser Linie liegende Eisrand war (Abb. 9).

Der nördliche, ostwestlich verlaufende Teil des Lebatales erscheint demnach als ursprüngliches Spaltental, das jetzt zum Randtal wurde. Erst als das Eis auch hier zurückging, erfolgte ein Wasserdurchbruch an der Ostseite der Giesebitzer Insel, etwa im Zuge der heutigen Leba (Abb. 10).

Im übrigen Gebiet machte der Eisverfall weitere Fortschritte. Die Schluchten von Charbrow—Roschütz und Chottschow—Mersin (S. 375) spalteten wieder einen Streifen des Eises ab; die Neuendorfer Hauptspalte ist nun nicht weiter nach Norden zu verfolgen. Immerhin deuten die starken Erosionswirkungen im Unterlauf des Leba-Urstromes darauf hin, daß immer noch Schmelzwasser frei wurde. Bewirkte doch ein kleiner Rückgang des Eises von Giesebitz—Belgard nach Nordosten, daß auch hier noch eine beträchtliche Fläche — bis zum heutigen Talrand bei Vietzig, Charbrow, Karlshof — ausgeräumt werden konnte, wenn auch nicht mehr die frühere Tiefe erreicht wurde (Verflachung des Tales Abb. 3). In breiter Fläche muß das Wasser über diesen Teil hingeströmt sein, bis es sich mit abnehmender Menge auf die Tiefenrinne östlich von der Giesebitzer Insel beschränkte.

5. Das letzte Stadium der Talbildung

Offenbar wurde der weitere Rückzug bzw. Zerfall des nunmehr nördlich und nordöstlich des Haupttales belegenen Eises durch dem Rande paralleles Absterben bewirkt. Jedoch verschwinden die Spuren unter der flachen Küstenebene und dem Spiegel der Ostsee.

Der nächste, mit einiger Wahrscheinlichkeit zu erschließende Halt ist auf der Stilowbank zu suchen. Ist diese wirklich auf Grund ihrer anscheinend recht unruhigen Oberflächengestaltung als Endmoräne aufzufassen, so ist daraus zu entnehmen, daß das Eis während des ganzen, geschilderten Verlaufes bis zur Linie der Stilowbank noch lebte, während es auf dem heutigen Festland zerfiel.

Dieser Umstand würde auch die auffallende Breite des zugehörigen Randtales zu erklären vermögen, die etwa 12—14 km beträgt. Davon liegt der größte Teil allerdings unter dem Meeresspiegel, während der kleinere Rest auf die hinter der Nehrung befindliche Küstenebene entfällt. Die Auffassung der Stilowbankrinne als Randtal kann für sich den Umstand ins Feld führen, daß der südliche Rand der Küstenebene durch einen Abfall der diluvialen Hochfläche gebildet wird, der der Marginalspalte von Charbrow usw. bis Chottschow parallel läuft. Auch liegt die Natur der Küstenebene als Talsandfläche auf der Hand.

In der genauen Verlängerung des Südrandes, der von Fichthof ab unter Dünensand liegt, trifft man auf den Rand der Giesebitzer Insel, die aus den-

selben Massen wie das Diluvialplateau besteht: Geschiebemergel, unterer und oberer Sand. Jenseits der Insel fehlt ein Rand des Küsten-Tales; doch geht man kaum fehl, wenn man es bis Schmolsin an den Fuß des Revekol verlängert denkt.

Das Vorhandensein dieses etwas jüngeren, der Küste parallel laufenden Schmelzwassertales erklärt verschiedene Besonderheiten im untersten Teil des Leba-Urstromtales: so das Fehlen einer nördlichen Begrenzung dieses Talzuges; ferner den Umstand, daß das zuletzt westwärts fließende Wasser sich westlich

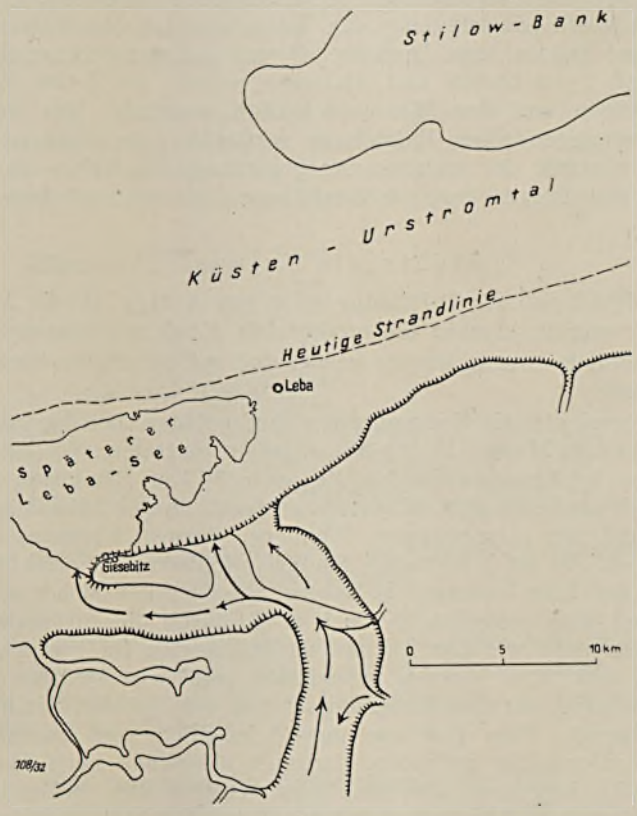


Abb. 10. Küsten-Urstromtal und Durchbruch des Lebatales östlich von Giesebitz.

der Giesebitzer Insel nach Norden wendet und daß es beim Rückgang des Eisrandes schließlich den kürzeren Weg zur Erosionsbasis — im Osten der Giesebitzer Insel — wählt (Abb. 10). An der Stelle, an der das Leba- mit dem Küstental konvergiert, seinen Rand durchbricht und es gleichsam durchdringt, ist auch das Auftreten des größten pommerschen Sees, des Lebasees, verständlich.

Die Verhältnisse sind m. E. im ganzen so einleuchtend, daß sie sich ohne Heranziehung der postglazialen Verschiebung der Erosionsbasis bzw. einer Landsenkung erklären lassen (S. 385). Sie dürften also v o r deren Eintritt abgeschlossen gewesen sein.

Mit der Bildung des Küstentales und dem Wasserdurchbruch östlich der Giesebitzer Insel ist die Bildung des Leba-Tales abgeschlossen. Randtäler, Spaltentäler und Staubeckenteile sind in ihm zu einer morphologisch-hydrographischen Einheit verschmolzen worden.

Der bestimmende Faktor während der ganzen Entwicklung ist der Umstand, daß das Eis vom Rande her, eiseinwärts fortschreitend, zerfiel und daß früh angelegte Spalten den Zerfall vorzeichneten.

Das Ausmaß der Erosion, die im großen Durchschnitt 80—90, auch 100 m beträgt[1]), erklärt sich nicht nur aus der allseitigen Wasserzufuhr, sondern auch aus der beträchtlich höheren Lage des Talbodens zum Meeresspiegel als heute (S. 385). Diese höhere Lage bewirkte auf der anderen Seite, daß die Wassermassen schnell versickerten und abflossen, sobald die letzten Eisreste verschwunden waren und der Wassernachschub ausblieb. Das Talsystem, das großen Wassermassen seine Entstehung verdankt, ging trocken in die Nacheiszeit. Damit wurde der weiteren Ausgestaltung des Tales ein Ziel gesetzt; an die Stelle der Erosion trat die Ausfüllung und Sedimentation.

6. Spätglaziale Talausfüllung

Hand in Hand mit der Talbildung ging von Anfang an die Ausfüllung, die um so stärker wurde, je mehr die erodierende Kraft des Wassers nachließ.

Das Wesentliche wurde bereits gesagt und sei daher nur kurz noch einmal zusammengefaßt:

Anfangs erreichte die Sedimentation ihre größten Beträge an den Stellen, wo sedimentierbare Massen in den 55-m-Stausee eintraten: Vor der Neuendorfer Spalte wurden schätzungsweise bis 10, auch ?17 m Bänderton abgesetzt, im späteren Stadium allerdings z. T. wieder entfernt; in der Mündung der Ostwest-Spalte entstand der Luggewieser Wallberg, dessen Kiesmassen 15—?20 m mächtig werden. Er ist in späteren Stadien offenbar nicht merklich verkleinert worden. Vor der Einmündung von Nebenspalten wurden sicher schon in früher Zeit Sand und Kies eingebracht, doch z. T. durch die Strömung fortgeführt, da sie zumeist nicht wie der Ås und der Bänderton im Stromschatten lagen. Dieser Sand und Kies wurden gemeinsam mit dem bei der Erosion freiwerdenden Material des Geschiebemergels und des Unteren Sandes als Talsand wieder abgelagert. Eine Bohrung unweit nördlich von Lauenburg hat den Talsand < 5 m mächtig gefunden, darunter allerdings noch 11 m Bänderton (FINCKH, 1909), insgesamt also an 15 m. Soweit sich übersehen läßt, sind Stellen mächtigerer Sedimentation auf den Bereich des alten Staues beschränkt. Allerdings mag das plötzliche Auslaufen des Stauwassers manche Absätze im unteren Tal und in den südlichen Nebentälern zerstört haben.

Erst nachdem der Stauspiegel von 55 m abgesackt war und besonders der oberste Talabschnitt trocken lag, setzte die Bildung von Schuttkegeln in vollem Umfange ein, d. h. das hergebrachte Material wurde nun nicht mehr fortgeführt. Das Ausmaß der Sedimentation darf am proximalen Ende des Lebaschuttkegels bei Bolchpol auf 15 m geschätzt werden, im allgemeinen ist es geringer. Nun ist nicht die ganze Mächtigkeit auf die Rechnung des Spalten- bzw. Toteiswassers zu setzen. Vielmehr ging die Aufschüttung, wenn auch

[1]) Davon entfällt der bei weitem größte Teil zweifellos auf den Zeitraum, in dem das Tal noch nicht im unmittelbaren Randgebiet lag (S. 374).

stark vermindert, in der Nacheiszeit weiter und wird wohl selbst durch die heutigen schwachen Wasserfäden und Niederschläge fortgeführt. Doch die Anlage und Hauptmasse der Schuttkegel werden dem Schmelzwasser verdankt. Das erhellt schon daraus, daß große Teile, ja ganze Schuttkegel später vom Moor bedeckt wurden (Abb. 11).

Neben den großen Sanddeltas wird der ganze Rand des Lebatales zu beiden Seiten von kleineren Kegeln bedeckt, die sich z. B. am SW-Rand zwischen Langeböse und Gohren zu Flächen zusammenschließen, die nicht mit dem liegenden Talsand verwechselt werden dürfen. Jeder dieser kleineren Kegel liegt vor einem der zahllosen, heute meist trockenen Wasserrisse, die den Talrand allerorten durchschneiden. Auch diese Zertalung ist in erster Linie in die Abschmelzzeit zu verlegen, erst in zweiter Linie in die Nacheiszeit bis zur Gegenwart.

Derart geht die Schuttanhäufung über die Grenze Diluvium—Alluvium hinüber. Und es ist unmöglich, in den Ablagerungen selbst diese Zeitwende zu erkennen. Rein gedanklich ist der Schnitt in den Zeitpunkt zu verlegen, in dem die letzten Toteisgewässer versiegt und abgeflossen

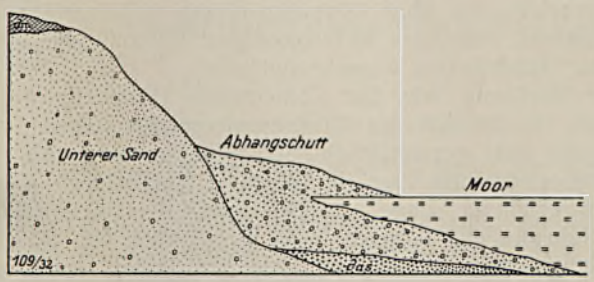


Abb. 11. Schema der Lagerungsverhältnisse an den Hängen des Lebatales (Beisp. von Horst bei Gohren).

waren. Die älteren Vorgänge standen unter dem Einfluß des Schmelzwassers, die folgenden Vorgänge lassen, wenigstens zu Anfang, keine nennenswerte Wasserwirkung erkennen. Die relativ hohe Lage des Gebietes ist in erster Linie dafür haftbar zu machen.

Die postglaziale Entwicklung des Tales

1. Die prälitorine Geschichte

Zu Beginn der Nacheiszeit lag die Küste im Verhältnis zum Meeresspiegel um mindestens 30 m höher als heute (von Bülow, 1929), wenn Hartnack's Ableitung zutrifft (1931), sogar 40—50 m höher; denn am Nordrand der Stilow- und Stolpebank hat Hartnack das prälitorine Kliff in der angegebenen Tiefe erkennen zu können geglaubt. Das bedeutet, daß die Küste damals rund 40 km weiter nördlich lag, als gegenwärtig. Es hat auch den Anschein, als ob die submarine Fortsetzung des Lebatales bis zum tiefsten, submarinen Teil des Küstenurstromtales zu erkennen sei.

Die prälitorine, nacheiszeitliche Entwicklung ist nach unten durch das endgültige Versiegen des Schmelzwassers, nach oben durch das Einsetzen subaquatischer Neubildungen begrenzt (S. 387 ff.). Der Zeitraum deckt sich im großen

und ganzen mit dem präborealen und borealen Abschnitt des Alluviums. Der pollenanalytisch festgelegte Beginn der Moorbildung ist ein zeitlich fixierbarer Punkt der nacheiszeitlichen Geschichte.

Vor diesem Zeitpunkt ist nicht nur mit einem sehr tiefen Grundwasserspiegel zu rechnen, sondern auch mit einem Klima von kontinentalem Charakter, das anfangs niedrige Jahrestemperaturen, seit Beginn des Boreals höhere Temperaturen als gegenwärtig hatte. Da ferner aus beiden Gründen, sowie aus wanderungsgeschichtlichen Ursachen die Pflanzendecke als schütter anzunehmen ist, kann nicht überraschen, daß die ersten nacheiszeitlichen Neubildungen äolischer Herkunft sind; daneben geht, wie gesagt, die Bildung der Schuttkegel von den Talrändern her weiter.

Am Boden des unteren Lebatales liegt, unter Moor verborgen, eine ganze Reihe von Dünen. Einzelne von ihnen kommen im Gebiet zwischen Charbrow—Zezenow und Wollin—Groß-Jannewitz zutage; andere liegen auf Talsand westlich und östlich von Lauenburg; ein westöstlich verlaufender Zug streicht von Karlshof (nordwestl. Charbrow) fast 2 km vom Rande her in das Lebatal. Die Überlagerung durch Torf und stark ausgeprägte Bleichung und Ortbildung belegen das hohe Alter. Es ist kaum anzunehmen, daß die zahlreichen Dünenvorkommen ohne Zusammenhang miteinander sind. Vielmehr dürfte über gewisse Teile des untermoorigen Talbodens eine Flugsanddecke von unbekannter Mächtigkeit ausgebreitet sein.

In gleicher Richtung wie der Charbrower Dünenzug verlaufen weitere, die jedoch schon im Bereich des Küstenurstromtales liegen: zu beiden Seiten des Lebasees ein aus westöstlichen Strichdünen und nach Westen offenen Parabeln zusammengesetzter Zug (im Westen: Holzkathen—Klucken, im Osten in genau entsprechender Lage: Speck—Babidoll—Czarnowske [Lebafelde]); auch auf der Nehrung des Lebasees sind alte Dünen von Strichform (Parabeläste?) vorhanden, ebenso östlich von Leba am Boden des Küstentales.

Offenbar verdanken alle diese Dünen ihre Entstehung westlichen Winden; altpostglaziales Alter scheidet demnach aus, da für diesen Zeitraum östliche Winde zu fordern sind (Hochdruck über den Resten des Inlandeises). Für westliche Windrichtungen spricht ferner der Umstand, daß Dünenzüge nur in dem Teil des Talsystemes auftreten, die solchen Winden zugänglich sind. Am Boden des Süd-Nordstückes hingegen scheinen lediglich isolierte Kuppen aufzutreten. Als Herkunftsgebiet des Sandes sind demnach die sandigen Talflächen im Westen und Nordwesten (submarin) anzusprechen. Die reihenförmige Anordnung der drei von Norden nach Süden aufeinanderfolgenden Dünenwellen mag im Anstieg des Geländes ihre Erklärung finden; die Geländeform spielte sicherlich eine Rolle; denn die Dünenreihen südlich von Leba zeigen deutliche Übereinstimmung mit dem Verlauf des Diluvialrandes. Dagegen ist eine eindeutige Beziehung der flächigen Flugsandsedimentation (zwischen Leba und Charbrow) zum Gelände nicht zu erkennen. Man darf darin einen Hinweis auf die flächenhafte Verbreitung des Flugsandes am Boden des Lebatales erblicken, aus dem die Dünenzüge staffelartig auftauchen. Daß es sich bei diesen Dünenzügen, die sich ja alle um den Lebasee herum gruppieren, etwa um Stranddünen dieses Sees handelt, ist unwahrscheinlich: denn als die Lebasee-Senke zum See wurde, war die Dünen-Zeit gewiß bereits vorbei. Zudem liegen die Sedimente des Rücklaufdeltas der Leba (südlich der Stadt Leba) auf den Dünen (S. 393). Derart erscheinen auch die alten, prälitorinen Dünenmassen der Nehrung als „Landkerne", Ansatzpunkte der Nehrungs-

bildung — ein Gedanke, den HARTNACK (1931) kürzlich vermutungsweise geäußert hat.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, sei eingefügt, daß die Flugsanddecke am Boden des Küsten- und des Lebatales im weiteren Sinne als autochthon aufzufassen ist, lediglich als äolisch umgelagerte, oberste Schicht des Talsandes. Die Dünen und Dünenzüge sind demnach als Binnendünen anzusehen, wahrscheinlich also einschließlich der alten Dünen der Lebasee-Nehrung.

Die zeitliche Einordnung ist dadurch gegeben, daß ganz alt-postglaziale (früh-präboreale) Entstehung ausscheiden dürfte (S. 384) und daß das Ende der Dünenbildung durch Verdichtung der Pflanzendecke und den Anstieg des Grundwassers bedingt wurde. Beides fällt hauptsächlich in den borealen Abschnitt. Daß der Grundwasserspiegel in diesem warm-kontinentalen Zeitraum anstieg, hat seine Ursache darin, daß die Auffüllung der anfangs leeren Grundwasserträger erst nach dem Auftauen der obersten Bodenschichten erfolgen konnte. Unter dem kontinentalen Klima im Präboreal und Boreal ging die Auffüllung naturgemäß langsam vonstatten. Doch spricht der Beginn der Muddebildung im südlichen Ostseebereich dafür, daß der Grundwasserspiegel die tiefsten Stellen der Oberfläche vielfach gegen Ende des Boreales erreichte (VON BÜLOW, 1932).

Die Dünenbildung im Lebatal dürfte demnach im späten Präboreal und im frühen Boreal erfolgt sein.

2. Die litorine Transgression

Mit dem atlantischen Anstieg des Grundwassers findet die Bildung äolischer Sedimente im Binnenlande ihren Abschluß (am Meeresstrand hat sie auch in feuchteren Zeiten, wie dem Atlantikum und Subatlantikum, nicht geruht). An ihrer Stelle setzt die Anhäufung subaquatischer Neubildungen ein.

Das Ausmaß des Ansteigens des Meeresspiegels wird durch die oben gegebenen Zahlen wenigstens der Größenordnung nach festgelegt (S. 383): es mag 30—>50 m, nach HARTNACK mindestens 40—45 m betragen haben. Als Belege für einen Anstieg schlechthin dienen die ertrunkenen Diluvialformen am Ostseeboden, sowie der Umstand, daß die Dünen heute von Moor überlagert werden.

Die Auffassung der litorinen Transgression als einer „Landsenkung" begegnet m. E. im Untersuchungsgebiet den größten Schwierigkeiten. Schon der Umstand, daß die Lage des Senkungs„scharnieres" weder im Küstenbereich, noch im Binnenland bekannt ist, noch irgendwie wahrscheinlich gemacht werden kann, genügt, diese Annahme auszuschalten. Hinzu kommt, daß — wenigstens im Untersuchungsgebiet — keine Erscheinung zu beobachten ist, die eine Senkung fordert. Ich glaube auch, daß solche Erscheinungen im weiten Umkreis nicht zu finden sind; die bisher beobachteten, einschlägigen Tatsachen aus dem deutschen Ostseegebiet sind m. E. ausnahmslos ohne die Annahme der Senkung zu deuten. Die vielberufene „Terrassenverbiegung" dürfte der beste Beweis dafür sein.

Die Gestaltung des submarinen Reliefs vor der nordost-hinterpommerschen Küste scheint zu fordern, in der Strandlinie das Senkungs-Scharnier zu erblicken. Denn das Küstental, das auf dem Land über NN liegt, fällt seewärts ab und läßt im Norden einen Talrand vermissen, der dem binnenländischen Höhenrand (südlich und östlich von Leba) in der Höhenlage entspräche; vielmehr liegt der nördliche Talrand nicht 10—15 m über, sondern rund 30 m

unter dem Meeresspiegel. Auch die ? Endmoräne oder zum wenigsten die Grundmoränenfläche der Stilowbank bleibt hinter der entsprechenden festländischen Fläche um 40 und mehr Meter zurück. Offenbar ist das Tal also in der Längsrichtung geknickt, und zwar anscheinend etwa in der Strandlinie.

Dem ist zweierlei entgegenzuhalten, das die Annahme einer Landsenkung erübrigt: Einmal die Schwierigkeit, die einer solchen Vorstellung entgegensteht, und zweitens die Tatsache, daß auf dem Lande vielfach Geländeteile zu finden sind, die sich, wenn sie unter den Meeresspiegel gerieten, nicht anders ausnehmen, als die Stilow-Bank und das Küstental. Legt man beispielsweise durch das Lebatal westlich von Lauenburg einen Schnitt von Mackensen nach Lischnitz und Mallschütz, so erhält man ein grundsätzlich gleiches Bild der Oberflächenformen (Abb. 12): Die nördliche Hochfläche liegt 70—80 m hoch, bzw. bei der Annahme eines Meeresspiegels in 100 m Höhe 20—30 m unter dem Meeresspiegel. Die südliche Hochfläche steigt langsam — wie der Südrand des Küstentales — auf 5, 10 und mehr Meter über dem fingierten Wasserspiegel auf. Der tiefste Teil des „submarinen" Tales liegt am Nordrand, die Steilheit des südlichen Randes ist durch die angelagerten Schuttmassen gemildert. Dem

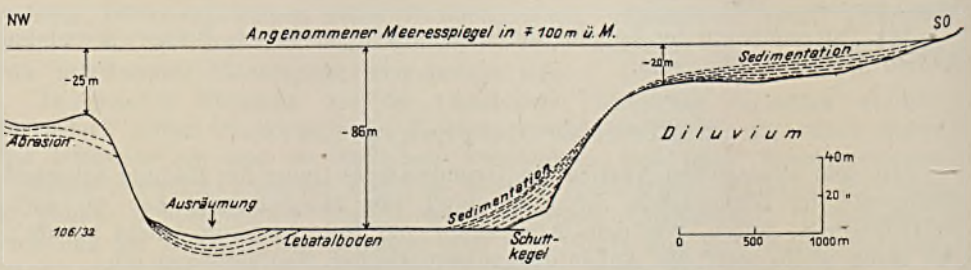


Abb. 12. Beispiel für die Wirkung einer Transgression (Schnitt durch das Lebatal von (NW) Mackensen nach Mallschütz (SO). Zum Vergleich mit den Formen des Ostseebodens im Untersuchungsgebiet.

landseitigen Uferrand scheint auf der Seeseite ein Gegenhang zu fehlen. Nimmt man noch hinzu, daß die Küstenströmung die ehemalige Stromrinne weiter auszuräumen vermag, die Sandriffe des Strandes sich dagegen auf den landseitigen Talhang legen und ihn weiter ausgleichen, daß der steigende Meeresspiegel ebenfalls den Hang abgeböscht haben wird — so ist der Vergleich nahezu vollkommen.

Es liegt daher kein Grund vor, von einer „Senkung" zu sprechen; vielmehr genügt die Vorstellung eines rein eustatischen Steigens des Meeresspiegels vollkommen zur Deutung der beobachteten Verhältnisse. Dies um so mehr, als sich auch in der nordischen Geologie die Stimmen für einen Anstieg des Meeres mehren. Die Ursachen des Anstieges zu erörtern, bieten die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet keinen Anhalt. Doch ist unschwer vorzustellen, daß die im Norden als Folge der Landhebung erfolgende Einengung des Meeresraumes und die gleichzeitige Zunahme der Wassermenge infolge des wärmezeitlich beschleunigten Schmelzens der Eisreste zur Erklärung des Anstieges ausreichen können. Beide Umstände mußten zur starken Auffüllung des südlichen Ostseebeckens führen, die erst ein Ende fand, als der Überlauf der dänisch-schwedischen Meeresstraßen erreicht und die Verbindung mit der Nord-

see hergestellt war. Natürlich können durch diese Vorstellung wirkliche Landbewegungen in der übrigen Umrandung der Ostsee nicht in Zweifel gezogen werden. Nur für die deutschen Küsten scheinen sie im bisherigen Umfange nicht erforderlich zu sein.

Durch die Hebung des Meeresspiegels trat eine Reihe wichtiger Folgen ein, die das Milieu des Lebatales und dieses selbst weitgehend veränderten: der Grundwasserspiegel wurde um den der Strandverschiebung entsprechenden Betrag gehoben, und zwar bald so weit, daß sich die tiefsten Stellen im Lebatalboden mit Wasser füllten (nordwestlich von Zezenow). Die Grundwasserbewegung von unten nach oben wurde von oben her gefördert durch den Aufstau der wenigen, etwa vorhandenen Wasserläufe, bzw. sie verhinderte fortan, daß die oberflächlichen Gewässer im gleichen Maße wie bisher versickerten. Die Hebung der Erosionsbasis dürfte gleichzeitig die erodierende Kraft der Wasserläufe lahmgelegt haben, so daß von nun an in steigendem Maße die Ablagerung gegenüber der Abtragung am Talboden überwog. Da die Vergrößerung der Meeresfläche nicht nur im Ostseebecken, sondern auch in Nordostdeutschland den kontinentalen Klimacharakter abwandelte und das Klima der Küstengebiete ausgesprochen ozeanisch gestaltet haben dürfte — das Verschwinden der letzten Eisreste in Nordeuropa spielte dabei auch eine wichtige Rolle —, erfolgte in der atlantischen Litorinazeit eine starke Verdichtung der Pflanzendecke durch Ausbreitung des „Eichenmischwaldes". Eine erhebliche Zunahme sonstiger wärme- und feuchtigkeitliebender Gewächse, insbesondere auch der Verlandervereine, daneben des tierischen und pflanzlichen Planktons ging damit Hand in Hand.

Die Folge aller dieser Umstände war der Beginn der „nassen" Ausfüllung des Lebatales im Gegensatz zu der vorher herrschenden „trockenen" Ausfüllung. Diese Reihenfolge deckt sich mit der von Solger aufgestellten Einteilung des Alluviums in eine „Dünen-" und eine „Humuszeit" (z. B. Solger, 1931). Damit soll nicht gesagt sein, daß mineralische Ablagerungen von nun an gefehlt hätten, sondern nur, daß die am meisten in's Auge fallenden Neubildungen in Norddeutschland von nun an solche organogener Herkunft waren. Im Lebatal ist das auf das beste zu verfolgen.

3. Die litorine und postlitorine Ausfüllung

Die ältesten Ablagerungen dieser Periode liegen naturgemäß in den tiefsten Mulden des Talbodens, die als erste vom steigenden Grundwasser ausgefüllt wurden. Es sind, soweit sich heute übersehen läßt, die einzigen bedeutenderen Vorkommen von Ablagerungen offenen Wassers im Liegenden der Moorschichten (Bereich des Meßtischblattes Glowitz, nördlich von Poblotz, westlich von Zezenow).

Das Alter dieser Mudden bezeichnet den Beginn der nassen Ausfüllung des Lebatales. Das Pollenspektrum der tiefsten, erbohrten Schicht aus 6,9 bis 7,0 m setzt sich zusammen aus:

Kiefer	60 %
Birke	39 %
Erle	1 %
	100 %
dazu Hasel	8 %

Das Tiefste ist demnach noch in's Boreal zu stellen. Unweit der Probeentnahmestelle wurden in 4,4—4,5 m Tiefe, in einem flacheren Teil derselben Mulde rund 80 % Kiefer, rund 16 % Birke, 3—6 % Ulme, außerdem 3 % Hasel gefunden. Das Auftreten der Ulme weist auf den ersten Beginn des Atlantikums hin. Es ist dabei zu berücksichtigen, daß der arme und trockene Sandboden des Tales vor der Durchfeuchtung sicher nur Kiefer und Birke getragen hatte; da beide Bäume starke Pollenproduzenten sind, erscheinen sie im Spektrum weit über ihre tatsächliche Beteiligung am Waldbild hinaus repräsentiert. Das Auftreten der ersten „edlen Laubhölzer" wird sich demnach hier erheblich später geltend machen, als auf besserem Boden. Daher darf die geringe Beteiligung der Ulme im Muddebecken — es handelt sich um sog. „Feindetritus- und Planktongyttya" — höher bewertet werden, als auf den ersten Blick zulässig erscheint.

Wichtig ist der Vergleich mit dem inmitten besserer Böden gelegenen und erheblich kleineren Moor im Anfang des kleinen Randtales von Glowitz—Poblotz (Abb. 1), das von der vorigen Probeentnahmestelle nur wenige Kilometer entfernt ist. Dort fanden sich in den ältesten Schichten — ebenfalls Plankton- und Feindetritusmudde — folgende Pollen:

Kiefer	46,5 %
Birke	20,5 %
Erle	15,5 %
Linde	8,5 %
Ulme	8,0 %
Eiche	1,0 %
	100,0 %
dazu Hasel	18,0 %

Dieses Spektrum, das auf Grund allgemeiner Überlegungen (S. 387) als etwa gleichalt oder nur wenig jünger als das Lebamoorspektrum angesehen werden darf, weist deutlicher als dieses auf den ersten Teil der Litorinaperiode (Atlantikum). Man begeht demnach keinen allzu großen Fehler, wenn man den Beginn der „nassen Ausfüllung" des Lebatales an den Anfang der Litorinazeit verlegt, bzw. die allerersten Anfänge in das späteste Boreal stellt. Der oben begründete Anstieg des Grundwassers in diesem Abschnitt hätte in diesem Fall der litorinen Ausfüllung vorgearbeitet.

Nicht nur im Vorhandensein von limnischen Absätzen macht sich der litorine Grundwasseranstieg bemerkbar. Auch der folgende, größere Teil der Talausfüllung steht noch unter seinem Einfluß: die bei weitem größte Fläche des Talbodens wird von Flachmoortorf eingenommen, der im allgemeinen unmittelbar auf dem mineralischen Untergrund liegt. Der überwiegende Teil des Flachmoortorfes wieder ist Seggen-Sumpftorf, d. h. eine Bildung sumpfigen Geländes, nicht eine Ablagerung verlandender, offener Gewässer. Da jedoch die Mächtigkeit des Seggentorfes über die vorauszusetzende Wassertiefe hinausgeht, ist zu folgern, daß der Wasserspiegel im gleichen Maße wie die Torfbildung stieg. Natürlich spielt dabei auch die stauende Wirkung des undurchlässigen Torfes eine Rolle; doch liegt es näher, den steigenden Wasserspiegel unmittelbar als Folge der Transgression anzusehen. Denn wäre die Stauwirkung des Torfes, die das Versickern der Tageswässer verhinderte, in erster Linie verantwortlich zu machen, so hätte die Seggentorfbildung nicht durch die Ablagerung von Bruchwaldtorf abgelöst werden können, wie es im Lebamoor allgemein der Fall ist. Man darf also die Oberkante des Seggentorfes zeitlich

mit dem Ende der unmittelbaren Auswirkungen der Transgression (Grundwasserhebung) gleichsetzen, zumal die Oberkante des Seggentorfes vielfach durch eine Wollgrastorflage, also durch eine Verzögerung der Torfbildung, betont wird. Ob diese Unterbrechung zeitlich mit dem subborealen Grenzhorizont gleichzusetzen ist, ist wenig wahrscheinlich. Vielmehr dürfte der hangende Bruchwaldtorf (bes. Erlen) dem Subboreal und dem folgenden Subatlantikum zuzuweisen sein. Auch kommen Kiefernstubbenlagen vor, die zweifellos einen für das Moor trockeneren Zeitabschnitt repräsentieren (von Bülow, 1928), also wohl das Subboreal oder Teile davon.

Im Subatlantikum („Nach-Wärmezeit") ging die Bildung von Bruchwaldtorf weiter; dazu kam in zwei Gebieten die Entwicklung von Hochmoorkappen: so im Nordteil, nördlich von Glowitz—Poblotz, wo die westlichen Winde ungehindert einfallen können, und der südlichen Hälfte des Süd—Nord-Stückes (zwischen Gohren und Karolinenthal), wo der östliche Talrand offenbar die Kondensation begünstigt. Der Hochmoortorf entspricht dem „jüngeren Moostorf" Nordwestdeutschlands durchaus und erreicht mehr als 2 m Mächtigkeit.

Die nasse Ausfüllung des Lebatales folgt also anfangs den geologischen Gegebenheiten (Transgression), späterhin, als deren Wirkung kompensiert war, dem Gesetz der Moorsukzession, bzw. deren klimatisch bedingten Abwandlungen[2]).

Der allgemeine Hergang der Vermoorung wird verschiedentlich durch moorfremde Einflüsse mehr oder weniger abgewandelt.

Der wichtigste Einfluß dürfte von der Bildung der Lebaseenehrung ausgegangen sein, die nach dem Ende der Transgression einsetzte. Dabei darf die Entwicklung der Nehrung selbst — insbesondere die Frage der alten „Dünenkerne" (S. 384), der Einfluß der Küstendrift, des gleichzeitigen Rückganges der Küste, des unbekannten Fundamentes u. ä. — hier außer acht gelassen werden, zumal sie noch nicht annähernd bekannt ist; vielmehr mag die Tatsache genügen, daß die Nehrung sich in westöstlicher Richtung zwischen Tal und Ostsee schob und damit das Lebatalsystem i. w. S. gegen die Ostsee abschloß.

Die erste Folge wurde eine weitere Verlangsamung der Wasserbewegung im Tal; der Spiegel des Lebasees liegt einige Dezimeter über dem der Ostsee. Der Rückstau bei auflandigem Wind ist im Lebasee von längerer Dauer, als auf dem freien Meer, da der Auslauf des Sees stark beengt ist. Infolgedessen neigt der Lebafluß seither zu Überschwemmungen, da sich der normale Rückstau vom See her bis zu 5 km oberhalb des Austrittes in den See bemerkbar macht. Seit dem Abschluß der Nehrungsbildung, die sicher nicht allzulange gedauert hat, wurden daher die Stauwassersedimente zu beiden Seiten der unteren Leba in das wachsende Moor eingelagert: ein mehrere hundert Meter breiter Streifen von mehr oder weniger sandigem und humosem Schlick begleitet den Fluß zu beiden Seiten bis über die Linie Zezenow—Vietzig hinauf. Mit Annäherung an den Lebasee verbreitert dieser Streifen sich deltaartig über beträchtliche Flächen. In den tieferen Teilen des Moorprofiles fehlen Einlagerungen von Schlick.

Übrigens ist selbstverständlich die Existenz des Lebasees selbst eine unmittelbare Folge der Entstehung der Nehrung (vgl. u. S. 391 f.), deren weitere Auswirkungen geschildert wurden.

---

[2]) Eine ausführliche Behandlung der Lebatalmoore ist in Vorbereitung; daher wird hier nur das Geologisch bedeutsame erwähnt.

Eine weitere bedeutsame Veränderung in den unteren Teilen des Tales hängt ebenfalls mit der Nehrung zusammen: Hatten die älteren Dünen am Talboden eine deutliche Abhängigkeit von der Umwelt und ihren periodischen Wandlungen erkennen lassen, so ist die Entstehung äolischer Neubildungen am Meeresstrand, d. h. in unserem Falle auf der Nehrung, von solchen Veränderungen unabhängig. Wenn sich trotzdem ein gewisser Einfluß des klimatischen Wechsels feststellen läßt (HARTNACK, 1931, VON BÜLOW, 1929), so erstreckt er sich nur auf sekundäre Erscheinungen, nicht auf das Phänomen an sich. Da die Dünen der Nehrung schon mehrfach Gegenstand der Behandlung waren (bes. HARTNACK, 1925, und frühere), erübrigt es sich, noch einmal näher darauf einzugehen. Lediglich die Beziehungen zur Talfüllung seien kurz zusammengefaßt (VON BÜLOW, 1929).

Wenn der älteste Waldboden (Heideboden) der Nehrungsdünen mit Recht als voratlantisch (präboreal—boreal, S. 385) aufzufassen ist, dann ist die Hauptbildung der späteren Dünen in die Zeit der entstehenden Nehrung und danach zu verlegen, also als subboreal und subatlantisch zu datieren. Zweifellos gelangte schon in diesem Zeitraum manches Sandkorn, vom Winde getragen, in den See (S. 391) und in das wachsende Moor. Eine Verzögerung und praktisch vollständige Unterbrechung des Transportes erfolgte im Subatlantikum und

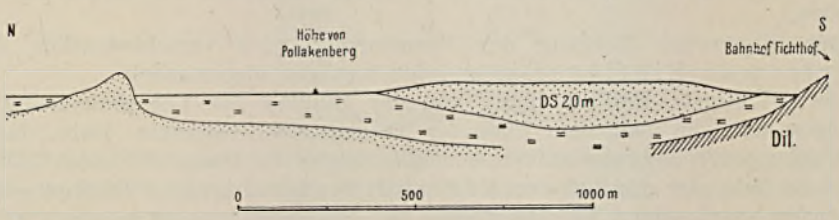


Abb. 13. Dünen und Moor südlich von Leba.

hielt bis in die geschichtliche Neuzeit an; denn frühere, dichte Waldbestände auf den Dünen der Nehrung sind sicher bezeugt, ja sogar heute noch finden sich kleine Flächen von Mischwald bedeckt (bei Scholpin, nördlich von Schmolsin). Seit dem 16. Jahrhundert aber lebte, wohl infolge der Waldverwüstung, die Dünenbewegung wieder auf und hält bis zum heutigen Tag an. Auch die alten Binnendünen wurden jetzt wieder angegriffen und z. T. bis durch die starke Ortsteinschicht (S. 393) hindurch abgetragen. Auf den benachbarten Moorflächen wurde der Sand alsbald wieder festgehalten, so daß Bilder von der Art der Abb. 13 entstanden. Die küstennahen Moorteile und die Umgebung alter Dünen wurden besonders betroffen (so zwischen Leba und Fichthof, Lebafelde, Schmolsin, Klucken u. a.). Wenn man nur einmal gesehen hat, welche Wolken von Sand ein einziger Sturm heute noch von der Nehrung in den See und über das Binnenland trägt, versteht man die Mächtigkeit der hier und da auf dem Moor liegenden Flugsanddecke (bis > 2 m). Natürlich ist eine weitere Moorbildung an solchen Stellen unmöglich. Aus Urkunden und gewissen Funden (VON BÜLOW, 1929) ist zu entnehmen, daß die Moorbildung auf den betroffenen Flächen vom 16. Jahrhundert an unterbrochen wurde.

Der Hauptteil der moorigen Talfüllung wurde von diesen Vorgängen nicht betroffen. Dagegen erhielten die Moorschichten von den sandigen Steilhängen der Talränder mineralische Bestandteile beigemischt, deren Anteil

im allgemeinen desto größer wird, je höher der diluviale Talboden liegt, je geringmächtiger die Torfdecke ist. Insbesondere der hochgelegene Boden des engen Talstückes zwischen Lauenburg und Schloß Platen zeigt sandige und kaum sandige humose Bildungen in buntem Wechsel. Neben der Steilheit der Talränder und dem durch die Schuttkegel dokumentierten lebhaften Sandtransport sind hierfür die geringe Breite des Talbodens und der schwache Wasserdurchlauf, sowie die Aufnahmefähigkeit des Bodens für die Niederschläge verantwortlich zu machen.

Der Lebasee, der ja nicht mehr zum Lebatal i. e. S. gehört, bildet einen Sedimentationsraum für sich. Außer den Tiefenverhältnissen (Halbfass, 1901, und frühere) und einigen Daten über die Sedimente (Kunisch, 1913) ist bisher wenig bekannt geworden. In Verbindung mit bereits veröffentlichten (von Bülow, 1927c) und neueren Beobachtungen ergibt sich folgendes Bild:

Der diluviale Seeboden hat die Form einer flachen Wanne ohne erkennbare Gliederung, deren tiefste Punkte mehr als 7 m unter dem Seespiegel liegen. Von der Tiefe entfallen allerdings durchschnittlich nicht mehr als 2—2,5 m auf die Wasserschicht, der Rest von bis mehr als 5 m wird von Faulschlamm — Detritus- und Planktongytja — eingenommen.

Sedimente von litorinem Alter und mariner Herkunft sind nicht bekannt, können jedoch in den tiefsten Muddeschichten verborgen liegen. Die Bildung der > 5 m starken Muddeschicht, die noch nicht abgeschlossen ist, dürfte in den gesamten, seit dem Ende der Litorinatransgression verflossenen Zeitraum zu verlegen sein. Der spätatlantische Wasserstand dürfte sich nur wenig von dem Gegenwärtigen unterschieden haben. Hingegen brachte das Subboreal eine Spiegelsenkung um 2—3 m; denn die bis 2 m tiefen Seeteile enthalten keine Mudde, sondern sandig-kiesigen Untergrund (in der Bucht von Czarnowske [Lebafelde] sogar grobe Geschiebe), auf dem den Fischern aufrechtstehende Baumstubben unangenehm bekannt sind. Es ist sehr wohl denkbar, daß die Unterbrechung des Moorwachstums am Ende der Transgressionsperiode zeitlich und ursächlich mit dem tieferen Seestand zusammenfällt, also in's Subboreal zu stellen ist. Im Subatlantikum stieg der Seespiegel wieder bis zum heutigen Stand. Ob die subboreale Spiegelsenkung mit einer bescheidenen Regression der Ostsee in Zusammenhang steht, ist nicht sicher. Doch wäre ein tiefer Stand des Seespiegels mit einem höheren Meeresspiegel schlecht vereinbar.

Die subatlantische und gegenwärtige Sedimentation im Lebasee wird durch folgende Punkte gekennzeichnet: Von den Rändern dringen Verlanderbestände merkbar gegen die Seemitte vor. Nach einer Mitteilung des Lehrers Pallas, früher in Klucken, beträgt der jährliche Fortschritt im Westen 1 bis 2 m. An exponierteren Stellen im Osten ist der jährliche Fortschritt nur wenig geringer: 50—75 m in 40 Jahren. Dichte Seesimsen-Kämpen bilden die ersten, häufig vom Ufer getrennten Vorposten. Die auf der Halbinsel Kampina östlich der Einmündung der Leba in den See gefundenen Wickingerboote bezeugen, daß diese mehr als 1 km große Halbinsel im Verlaufe von etwa 1000 Jahren entstanden ist. Sie besteht in der Hauptsache aus Sand. Die Planktonproduktion in der flachen, gut durchlichteten und durchwärmbaren Wasserschicht ist beträchtlich. Die lockeren Muddemassen werden aus dem Bereich der Wellentätigkeit in Wassertiefen über 2 m hinabgespült. Die Strömung der Leba — deutlich bemerkbar von Speck bis Leba — hält eine bis 5 m tiefe Rinne im

Schlamm frei und bringt in Hochwasserzeiten tonige und humose Gemengteile mit. Ähnliche, doch weniger tiefe Rinnen erzeugt die Strömung der von W einmündenden Bäche (Kluckenbach, Wietstock). Flugsand ist dem Sediment längs des von der Nehrung gebildeten Nordufers in erheblichem Maße beigemischt, derart, daß unmittelbar am Binnenstrand der Nehrung organische Absätze fast ganz fehlen (VON BÜLOW, 1930 b). Ein gewisser brackischer Ein-

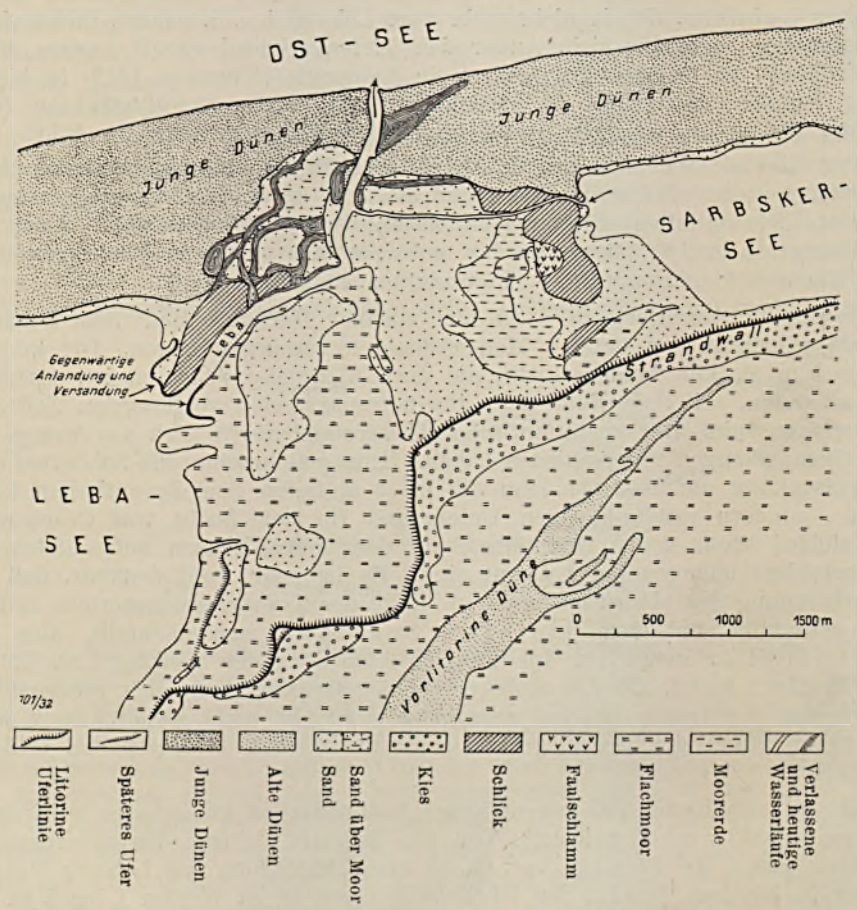


Abb. 14. Das Rücklaufdelta der Leba.

schlag wird durch die Ergebnisse KUNISCH's wahrscheinlich gemacht; denn bei „eingehendem Strom" macht sich ein geringer Salzgehalt bis in ferne Teile des Lebasees bemerkbar.

Der eingehende Strom, d. h. der Umstand, daß der hohe Wasserstand der Ostsee etwa jeden vierten Tag die Strömungsrichtung im Ausfluß des Sees bei Leba umkehrt, erzeugt am Ausfluß ein R ü c k l a u f d e l t a, dessen Wachstum deutlich zu verfolgen ist. Der Raum westlich von Leba bis unter die

Dünen der Nehrung ist als Rücklaufdelta aufzufassen. Die geologische Spezialkarte verzeichnet dort unter anderem mehrere alte Flußbetten, die von dem „Rechtsdrall" Zeugnis ablegen, der allen hinterpommerschen Flußmündungen eigen ist (vgl. z. B. HARTNACK, 1926). Auch die südliche und östliche Umgebung der Stadt Leba ist ein buntes Gemisch von alluvialen Ablagerungen, wie Sand, Kies, humosen Bildungen, Mudden usw. (Abb. 14). Besonders bemerkenswert ist ein alter Strandwall, der heute am Ufer des (künstlich gesenkten) Sarbsker Sees entlang zieht und unter und inmitten der anderen Neubildungen bis an den Lebasee zu verfolgen ist, wo er sich in einer älter-alluvialen Uferlinie fortsetzt. Der Wall bezeichnet also das ehedem gemeinsame Südufer vom Leba- und Sarbsker See. Südlich davon erstreckt sich bis an den Fuß der alten Binnendünen ein Flachmoor, nördlich des Walles dehnen sich die Absätze des Rücklaufdeltas, das heute in südwestlicher Richtung weiterwächst[3]).

Ein weiteres Rücklaufdelta findet sich am Nordufer des Sees, dicht östlich der Lonzke-Düne. Es verrät noch heute die Stelle des mißlungenen Versuches, die Nehrung im Jahre 1779 zum Zweck der Senkung des Seespiegels zu durchstechen.

Die Umrandung des Lebasees wird z. gr. T. von den humosen Ablagerungen des Küsten- und Lebatales gebildet, jedoch auch von altem, konchylienreichem Lebaseesand unter Flachmoor, das ohne Grenze in den Torf des Lebatales übergeht. Diluviale Gesteine (Giesebitz) oder die alten Binnendünen bezeichnen die ehemalige Grenze an anderen Stellen. Nur das Gebiet um die Einmündung der Leba von Giesebitz und Speck, sowie im Südosten bis über Lebafelde hinaus, wird von Flußschlick eingenommen, der unmittelbar auf dem Sand des Untergrundes liegt; flächenweise wird der Schlick durch konchylienreichen Seesand vertreten, der meist eine Decke von Moor trägt.

Damit sind die Beziehungen des Sedimentationsraumes Lebasee zur Füllung des Lebatales bereits umrissen: Zur Zeit der Litorinatransgression wird das Seebecken gleich den übrigen tiefgelegenen Flächen des Talbodens offenes Wasser enthalten und Mudden abgesetzt haben. Daß der See als solcher schon vorher bestanden hat, ist unwahrscheinlich, es sei denn, daß die tiefsten Teile Wasser beherbergten. Im ? Subboreal ging der Umfang der Wasserfläche stark zurück, so daß von einer Verbindung mit dem Talmoor noch weniger gesprochen werden kann, als vorher. Erst die subatlantische Erweiterung der Seefläche und die durch Sand und Torf hervorgerufene, pflanzliche Verlandung schufen einen Zusammenhang: die Verlandungstorfdecke schloß sich jetzt mit der oberen Lage des Taltorfes zusammen.

Die Veränderungen, die die älteren zutage liegenden Ablagerungen während des litorinen und postlitorinen Zeitraumes durch die Verwitterung erlitten, beschränken sich auf die Ausbildung mächtiger Ortprofile im Sand der vorlitorinen Dünen im Bereich des Talmoores, der Nehrung und des Gebietes zwischen Leba- und Sarbsker See. Diese Dünen entsprechen petrographisch den von KEILHACK, 1911) sogenannten Braundünen, sind jedoch wenigstens im Binnenland, doch vielleicht auch im Bereich der Nehrung, älter als diese. Bei den jungen (historischen) Flugsandbildungen beginnt die Verwitterung die ersten Bleich- und Anreicherungserscheinungen zu erzeugen, soweit der Oberboden festliegt, also an Stellen unter Wald (VON BÜLOW, 1930 b).

[3]) Eine während des Druckes bekannt gewordene Bohrung hat im Liegenden des Rücklaufdeltas in 7—9,6 m Tiefe unter Leba Schichten mit Litorina-Fauna ergeben.

Das Ausmaß der postglazialen Sendimendation und der gegenwärtige Zustand

Das Ausmaß der postglazialen Sedimentation ist in keiner Weise mit dem Betrag der diluvialen Ausräumung zu vergleichen:

Die Schuttkegel am Fuße der Talhänge sind nur zum geringsten Teil im eigentlichen Postglazial entstanden; die Flugsanddecke am Boden des Lebatales ist sicher unter einem Meter mächtig und nur in den Dünenzügen bis zu 15 m stark. Die Moorschichten erreichen nur wenig über 7 m, die junge Flugsandschicht weniger als 3 m (auf der Nehrung allerdings bis an 40 m: Lonzke-Düne), die limnischen Absätze im Lebasee umfassen > 5 m Mudde und 1—2 m Seesand, kommen also kaum über 7 oder 8 m. Im ganzen gesehen kann die alluviale Ausfüllung des Tales auf durchschnittlich 5—7 m veranschlagt werden.

Die Aussichten, daß sie bei Fortdauer der gegenwärtigen Entwicklungstendenz noch wesentlich zunehmen werden, sind gering: das Moorwachstum ist, von wenigen Teilen der Hochmoorkappen abgesehen, durch künstliche Grundwassersenkung sistiert; die Flußabsätze werden bei weiterer Regulierung weiterhin nachlassen und nur im untersten Lebalauf, vor dem Stau durch den See, vielleicht zunehmen. Der Flugsandbewegung schiebt die fortschreitende Festlegung einen Riegel vor. Lediglich die Mudde im Lebasee wird bis zum Wasserspiegel anwachsen, auch die Hangschuttmassen werden weiterhin eine bescheidene Vergrößerung erfahren. Außerdem werden die Verlandungssedimente im Lebasee, die Ablagerungen des Rücklaufdeltas an Fläche zunehmen und den See langsam ausfüllen. Da aber die Zufuhr von seiten des kaum mehr erodierenden Flusses, von seiten der Wanderdünen und — bei weiterer Sicherung der Lebamündung durch Bagger und Buhnen — auch von seiten des „eingehenden Stromes" abnehmen wird, liegt die Hauptlast auf den Schultern der Verlanderpflanzen und des Seeplanktons.

Übrigens würde dieser Ruhezustand über kurz oder lang auch ohne Zutun des Menschen eingetreten sein: Das Moor hatte seine obere Grenze nahezu erreicht, die Lebamündung wäre weiter nach Osten gewandert, die Dünen wären ohne „kulturellen" Einfluß wohl überhaupt nicht wieder in Bewegung gekommen, die Erosionskraft des Flusses war nahezu erschöpft usw. Ausschließlich die steilen Talhänge würden weiter abgeböscht werden und damit die Schuttkegel auch weiter vergrößert worden sein. Das hätte zu neuen Materialtransporten und Laufverschiebungen der Gewässer geführt und die Ausfüllung hier und da noch um einige Meter gefördert, die Verlandung des Lebasees in etwa beschleunigt.

Im ganzen aber hätte sich das Bild wohl nicht wesentlich geändert, sofern die Ruhe der Landschaft ohne den Eintritt grundlegender Veränderungen nicht gestört worden wäre.

Zusammenfassung

Es wird versucht, den Werdegang eines norddeutschen, jungglazialen Schmelzwassertales von der ersten Anlage im zerfallenden Eis bis in die Gegenwart zu analysieren. Den Faktoren und dem Hergang der Aus- und Abräumung, sowie der „trockenen" und „nassen" Ausfüllung wird besondere Aufmerksamkeit geschenkt und es wird versucht, die einzelnen Wirkungen zeitlich anzuordnen. Der Leitgedanke ist, an einem ins einzelne durchgeführten

Beispiel die Konsequenz der herrschenden Anschauungen zu prüfen, um auf diesem Wege Stoff zur Beurteilung ähnlicher Fälle beizustellen.

Neben den allgemeinen mögen folgende Einzelergebnisse hervorgehoben sein:

die Art und Reihenfolge der Anlage und Vereinigung der einzelnen Teile des Talzuges wird dargelegt;

das Leba-Urstromtal hat weder der Urweichsel, noch auch dem „Danziger Stausee" als Abfluß gedient;

die vielbehandelte Terrassenverbiegung besteht nicht, infolgedessen werden alle darauf gegründeten Schlüsse hinfällig;

ein Wallberg am Talboden ist als Äquivalent des „Talsandes" während der subglazialen Anlage des Tales aufzufassen;

der Talzug fungierte in einem frühen Stadium als Staubecken, dessen Überlauf im Westen in 55 m, im Osten in gleicher Höhe lag; ursprünglich bestanden über den westlichen Überlauf Beziehungen zum Lupow- und Stolpe-Talsystem;

das Lebatal vereinigt sich im Norden mit einem längs der Küste verlaufenden, jüngeren Randtal; der Lebasee erfüllt die Vereinigungsstelle der beiden Täler;

die Strömungsverhältnisse im Talzug sind auf Grund des morphologischen Befundes zu erschließen;

die postglaziale Ausfüllung des Tales läßt deutlich eine „Dünenperiode" („trockene Ausfüllung") und eine „Humusperiode" i. S. Solgers („nasse Ausfüllung") erkennen, getrennt durch die Litorinatransgression;

diese erscheint im Untersuchungsgebiet lediglich als positive Strandverschiebung, als reine Transgression, für eine Landsenkung fehlen alle Anzeichen;

die Entwicklung des Lebasees läßt eine postlitorine Regression geringen Ausmaßes vermuten;

die geologischen Vorgänge würden auch ohne Zutun des Menschen gegenwärtig z. gr. T. zur Ruhe kommen.

Angeführte Schriften:

von Bülow, K.: Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern. — Dies. Jb. f. 1924, **45**, Berlin 1925.

—: Beitrag zur Geologie pommerscher Hochmoore. — Abh. u. Ber. pomm. naturf. Ges. Stettin [1927 a].

—: Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges. **79** [1927 b].

—: Beiträge zur Kenntnis des Alluviums in Pommern. II. Aus der Geschichte des Lebasees, eines hinterpommerschen Strandsees. — Dies. Jb. f. 1927, **48**, S. 262 bis 266, Berlin 1927 [1927 c].

—: Postglaziale Senkung und Dünenbildung im NO-Hinterpommerschen Küstenbereich. — Dies. Jb. f. 1929, **50**, I, S. 125—134, Berlin 1929.

—: Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreis Stolp i. P. Stolp 1930 [1930 a].

—: Allgemein-geologische Beobachtungen im Wanderdünengebiet der Lebasee-Nehrung. — Dies. Jb. f. 1929, **50**, Berlin 1930 [1930 b].

—: Eisrandlagen und Eisrückzug in Hinterpommern. — Z. deutsch. geol. Ges. 1932.

—: Beginn der Moorbildung in Pommern. — Mitt. Naturw. Ver. f. Neuvorpommern und Rügen, Greifswald 1932.

Dreyer, Joh.: Die Moore Pommerns. — Greifswald 1913 (ferner: 14. Jahresber. Geogr. Ges., Greifswald 1913/14).

Finckh, Ludw.: Geol.-agronomische Karte der Gegend nördlich von Lauenburg i. P. — Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1909.

Halbfass, Wilh.: Beiträge zur Kenntnis der Pommerschen Seen. — Erg.-Heft 136 zu Petermanns Mitteilg., Gotha 1901.

Hartnack, Wilh.: Wanderdünen Pommerns. — Greifswald 1925.

—: Die Küste Hinterpommerns. — Stolp 1926.
—: Oberflächengestaltung der ostpommerschen Grenzmark. — Der Nordosten I. Veröffentl. d. Geogr. Sem. d. Techn. Hochschule, Danzig 1931.
KEILHACK, KONR.: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. — Dies. Jb. f. 1898, Berlin 1899.
—: Die Verlandung der Swinepforte. — Dies. Jb. f. 1911, 32, II, Berlin 1912.
KUNISCH, ERW.: Der Garder und Gr. Wolynsee. Mit einem Anhang. Ein Beitr. z. Kenntn. d. Lebasees. — 13. Jber. geogr. Ges. Greifswald 1911—1912, Greifswald 1913.
PENCK, ALBR.: Die Eem-Schwingung. — Verh. geol. Mijn. Gen. Nederland, Geol. Ser. 6, 1922.
SCHMIDT, A.: Die Leba und ihr Ost-West-Tal. — Schr. Naturforsch. Ges. Danzig, N. F., 12., 1, Danzig 1906.
SCHNEIDER, OTTO: Übersicht über den geolog. Bau Pommerns. — Das pomm. Heimatbuch, Berlin 1926.
SOLGER, FRIEDR.: Der Boden Niederdeutschlands nach seiner letzten Vereisung. — Deutsche Urzeit, II, Berlin 1931.
SONNTAG, P.: Der Zarnowitzer See und sein Moränen-Kranz. — Schr. naturf. Ges. Danzig, N. F. 13, 2, Danzig 1912 [1912 a].
—: Die Urstromtäler des unteren Weichselgebietes. — Ebendort, N. F. 13, 3 u. 4, Danzig 1912 [1912 b].
—: Zur Frage der Verbiegung des Leba-Rheda-Urstromtales. — Centralbl. Min. usw. 1915, S. 398—401, Stuttgart 1915.
WOLDSTEDT, P.: Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges. 77, 1925.
WUNDERLICH, E.: Postglaziale Hebung in Westpreußen und Hinterpommern. — Centralbl. Min. usw. 1914, S. 464 ff., Stuttgart 1914.

Druckfertig eingereicht am 15. Februar 1932.
„Imprimatur" erteilt am 9. Mai 1932.

Das alte Gebirge im Untergrund der Niederrheinischen Bucht

Von Gotthard Fliegel, Berlin

Mit 1 Abbildung

Inhalt: Seite

1. Altes Gebirge im Untergrunde von Köln 398
2. Altes Gebirge unter der Ville 400
3. Der Südostzipfel der Niederrheinischen Bucht 402
4. Triasschichten im Südwesten der Niederrheinischen Bucht 403
5. Der Norden der Niederrheinischen Bucht 404
6. Der Gebirgsbau 405

Die starke Bohrtätigkeit auf Braunkohle während der letztvergangenen Jahre in den noch bergfreien Teilen der Niederrheinischen Bucht hat unsere Kenntnis vom alten Gebirge im Untergrunde geradezu vervielfacht und hochbedeutende wissenschaftliche Ergebnisse gezeitigt. Die unternehmenden Firmen haben es sich nämlich angelegen sein lassen, ihre Bohrungen nach Erreichung des Bohrzweckes in manchen Fällen tief in den Untergrund, manchmal Hunderte von Metern unter das Fundflöz hinabzuführen.

In allen diesen tiefen Bohrungen wurden bei Erreichung des festen Gebirges Kerne gezogen, so daß die zuverlässige Bestimmung der erbohrten Schichten im allgemeinen möglich war. Die Veröffentlichung der Ergebnisse im Interesse unserer Wissenschaft ist um so berechtigter, als in den nächsten Jahren schwerlich weitere derartige Bohrungen in dem Gebiet zur Ausführung kommen werden; unser Wissen vom Felsuntergrunde der Niederrheinischen Bucht dürfte für längere Zeit abgeschlossen sein.

Gerade auch aus diesem Grunde ist es zu begrüßen, daß die in Frage kommenden, an der Erschließung des Untergrundes beteiligten Bergbaugesellschaften, besonders auch die Gewerkschaft Freier Rhein, die wissenschaftliche Bedeutung ihrer Bohrergebnisse rücksichtlich des alten Gebirges im Untergrunde würdigen und diese Ergebnisse zur Veröffentlichung in dankenswerter Weise freigegeben haben.

Da die bergbaulichen Belange der Firmen die Bekanntgabe von Zahlen über Mächtigkeit, Tiefenlage usw. des braunkohleführenden Tertiärs und der durchbohrten Flöze nicht immer zuließen, wird im folgenden von der Mitteilung der Deckgebirgsschichten ganz allgemein abgesehen; wir beschränken uns durchaus auf die Beschreibung der unter dem Tertiär erbohrten devonischen und z. T. triasischen Schichten.

Um die Aufstellung der Schichtenverzeichnisse der meist von der Firma A. Raky in Salzgitter ausgeführten Bohrungen hat sich der in deren Dienst stehende Diplombergingenieur Siemens besondere Verdienste erworben, während mir bei der nicht immer leichten Identifizierung der erbohrten Kerne verschiedene Herren der Geologischen Landesanstalt ihre reiche Erfahrung aus den einzelnen Arbeitsgebieten freundlichst zur Verfügung stellten.

Was bisher über das alte Gebirge im Untergrunde der Niederrheinischen Bucht bekannt war, ist auf meiner Karte (FLIEGEL, 1922) dargestellt. Das ist zunächst die Fortsetzung des Venn-Sattels ins Tiefland hinein bis über das Rurtal, da in der Bohrung Oberzier (Nr. 422 meiner Karte) Schichten des tiefsten Unterdevons seinerzeit erbohrt worden sind. Der Aachener Sattel ist im Untergrunde bis an den westlichen Rand des Rurtales verfolgt, wo die Bohrung Altdorf (Nr. 429 meiner Karte) Oberdevon gefunden hat. Das Produktive Karbon ist durch Mutungsbohrungen von Erkelenz her nach Südosten in die Gegend von Lövenich verfolgt worden, südlichste fündige Steinkohlenbohrung Rombach V (Nr. 332 meiner Karte).

Von der rechten Rheinseite wissen wir schon seit längerer Zeit, daß das Mitteldevon des Bergischen Landes allmählich unter die quartären Aufschüttungen des Rheintales untertaucht, und daß dieses Untertauchen durch spitzwinklig zum Talrande verlaufende Brüche beschleunigt wird. Die Bohrung Karlswerk in Köln-Mülheim (Nr. 119 meiner Karte) ist u. W. die einzige Bohrung, in der man hier devonische Schichten bisher im Untergrunde weiter ab vom Talrande gefunden hat.

Endlich wäre zu erwähnen, daß im Vorgebirge das Devon bisher nur an dessen äußerster Wurzel, im Bornheimer Spezialhorst, an der Tagesoberfläche aufgefunden worden ist.

1. Altes Gebirge im Untergrunde von Köln

Im künftigen Grüngürtel am Ostrande der Stadt sind mehrere Bohrungen ins alte Gebirge herabgeführt worden (siehe die Karte S. 405):

In der Mutungsbohrung Köln 15 (= Höhenberg IV) stehen unter dem Tertiär die folgenden Schichten an:

158,00—162,00 m	grauer, rauher, hakig brechender, sandiger Ton = kaolinisierter Grauwackensandstein, darin von 158,30—159,30 m grober Sandstein	Oberes Mitteldevon, Untere Honseler Schichten
bei 163,00 m	dgl., stärker grüngefleckt	Alte Landoberfläche
bei 164,00 m	dgl. weißlich und grüngefleckt, kaolinig	
bei 165,00 m	dgl. weißlich und grüngefleckt, kaolinig	
bei 166,00 m	dgl. rotgefleckt	
bei 167,00 m	Sandstein, stark kaolinisiert	
167,20—168,25 m	grauer Sand mit viel Pyrit	(=Nachfall?)
—174,30 m	weißer Sand	
—174,70 m	Kern: Sandstein mit Spiriferenfauna.	

Die reiche Fauna ist ausgezeichnet erhalten und besteht nach Bestimmung durch Herrn Dr. DIETZ aus *Spirifer subcuspidatus* SCHNUR, *Spirifer* cf. *aperturatus* SCHLOTH., *Spirifer mediotextus* A. & V. (zahlreiche Stücke), *Monticulipora?* sp., *Aulopora tubaeformis?* GOLDF. = Untere Honseler Schichten aus dem Oberen Mitteldevon.

Die Schichten von 158,00—167 m sind die zersetzte alt- und vortertiäre Landoberfläche, sehr gut in der Kaolinisierung einzelner Bänke und in der Buntscheckigkeit eines Teiles der Schichten.

Höhenberg V hat ergeben:

141,70—142,00 m	Zäher Ton	Oberes Mitteldevon, Untere Honseler Schichten
bei 143,10 m	Meißelprobe: blaugrauer Ton mit Pyritstreifen und Sandsteinbruchstücken	
145,40—147,50 m	Kern: Ton mit groben Grauwackebänken, kaolinreich, Einfallen rd. 45°	

bei 148,00 m	kaolinisierter Schieferton	Alte Landoberfläche
150,00—153,80 m	grobe Grauwacke	
153,80—159,50 m	grauer Tonschiefer	
bei 157,00 m	Grauwacke, glimmerreich, kaolinisiert und zersetzt	
bei 159,00 m	dieselbe Grauwacke, weniger kaolinisiert	
159,50—159,60 m	grobe Grauwacke, frisch, unverwittert. Darin kleine Fauna mit *Orthothetes umbraculum* SCHLOTH. und einen unbestimmbaren Spiriferenrest.	

In Höhenberg III wurde das alte Gebirge in 150 m erreicht, folgendes sind die Schichten:

150,00—184,00 m	Roter und grauer Schiefer, gebleicht, kaolinisiert = Landoberfläche	Ob. Mitteldevon, Untere Honseler Schichten
184,00—185,20 m	Unter grauem Tonschiefer Kalkstein mit Versteinerungen, nämlich *Avicula reticulata* GOLDF., *Spirorbis omphaloides* GOLDF.	
185,20—185,30 m	kieseliger Sandstein, danach Rotschiefer. Der graugrüne Schiefer spaltet gut in den Schichtflächen, aber doch nicht ebenflächig. Der rote Schiefer überwiegend massig	Unteres Mitteldevon, Brandenberg-Schichten
188,00—189,00 m	im graugrünen Schiefer viel Pflanzenhäcksel	
189,00—202,00 m	Rotschiefer	
202,00—219,00 m	Grauschiefer, darin von 206,00 m ab viel quarzitischer Sandstein	
219,00—220,00 m	Sandflasern	
220,00—222,70 m	massiger Rotschiefer.	

Das Fallen der Schichten ist zunächst 25—40°, von 213 m bis zur Schlußtiefe 70°. Die Schichten von 150—184 m sind zersetzte Bildungen der alten Landoberfläche, nach Ausweis der Versteinerungen zwischen 184 und 185,20 m handelt es sich um Untere Honseler Schichten des Oberen Mitteldevons. Bei 185,20 m beginnt eine mächtige Rotschieferzone aus den Brandenberg-Schichten des Unteren Mitteldevons.

Eine weitere Mutungsbohrung steht linksrheinisch am Südrande der Stadt, im Grüngürtel unmittelbar am Golfplatz. Auch diese Bohrung, Rodenkirchen I, hat das alte Gebirge erreicht. Es folgt nämlich unter dem Tertiär von

394,50—399,85 m	heller Ton mit viel Grauwacke im Bohrrückstand	Mitteldevon
399,85—406,08 m	grauer Sandstein und grünlicher Ton, stark gestört	
406,08—408,35 m	harter klüftiger Kalkstein mit Crinoidenstielen. Die Klüfte sind durch Kalkspat verheilt	
408,35—412,30 m	grüngrauer, sandiger Schieferton	
412,30—413,30 m	harter klüftiger Kalkstein, wie oben	
413,30—423,50 m	grüngrauer glimmeriger, sandiger Schiefer mit mehreren Kalkbänkchen	
423,50—427,85 m	Kalkstein- und sandigglimmerige Schieferlagen. Kalk herrscht vor. Die Klüfte wiederum durch Kalkspat verheilt. Die Schlußprobe ist der gleiche dunkle Crinoidenkalk wie in 406,80—408,35 m.	

In Köln 16, der Mineralquellenbohrung auf dem Messegelände in Köln-Deutz, folgt unter dem Tertiär das alte Gebirge in folgender Schichtenreihe:

210,50—234,75 m	nicht kernfähiges Gebirge. Die Proben aus der Schappe bestehen aus einer weißen, tonigen Masse, im Schlämmrückstand massenhaft Brocken von hellem, kristallinem Kalk, darin auch Knöllchen von Schwefelkies	Mitteldevon
234,75—235,00 m	feinblättriger, weißer Mergel	
235,00—235,70 m	Kern: Kurzklüftiger, feinkristalliner Dolomit	

235,70—251,40 m nicht kernfähig. Die Spülung enthielt zahlreiche Brokken von Dolomit. Das sonstige Spülgut war ein scharfkörniger reiner Dolomitsand. Es steht also bis zur Schlußtiefe Dolomit an, der, wie auch vielfach in den Aufschlüssen über Tage, zu einem feinkristallinen Sand zerfallen ist.

Ergebnis: Bei den Bohrungen im Osten der Stadt steht das stratigraphische Alter durch die reichen Versteinerungsfunde fest. Es sind Untere Honseler Schichten von der Basis des Oberen Mitteldevons. In Höhenberg III sind darunter Brandenberg-Schichten erbohrt worden. Bei den Bohrungen Köln 16 und Rodenkirchen 1 läßt sich das stratigraphische Alter nicht ebenso genau erweisen, immerhin handelt es sich um Mitteldevon, und man wird besonders in der geschlossenen Kalk- und Dolomitfolge der Messebohrung Köln 16 die streichende Fortsetzung der Paffrather Kalkmulde aus dem Osten der Stadt sehen. Der Wechsel toniger und kalkiger Bänke erinnert an die Oberen Honseler Schichten vom Nordrande der Mulde. Die am Ostrande der Stadt erbohrten Honseler und Brandenberg-Schichten stellen sich in gleicher Weise als die streichende Fortsetzung der Liegendschichten vom Nordflügel der Kalkmulde dar.

2. Altes Gebirge unter der Ville

Die Braunkohlengruben haben sich schon wiederholt bemüht, den tieferen Untergrund unter dem Ville-Flöz zu erforschen. Was darüber festzustellen war, ist in meiner wiederholt genannten Abhandlung niedergelegt (FLIEGEL, 1922). Die tiefste bisherige Bohrung ist m. W. die der Rheinischen A.-G. für Braunkohlenbergbau im Tagebau Sybilla. Sie wurde in 242 m unter der Unterkante des großen Flözes im weißen Quarzsand der Braunkohlenstufe eingestellt.

Nunmehr ist altes Gebirge in zwei Bohrungen nachgewiesen. Von ihnen schließt sich die Bohrung Gr.-Königsdorf 2a eng an die besprochenen Kölner Bohrungen an. Unter muschelreichem Grünsand des Oberoligozäns wurden folgende Schichten nachgewiesen:

303,40—307,30 m roter Ton
—316,50 m roter feiner Sandstein, glimmerig, mit lichtgrünlichen Bleichflecken
—316,80 m roter und grauer Sandstein
—328,20 m grauer Sandstein, feinkörnig, glimmerig, mit Pflanzenabdrücken. Fallen rd. 30°
—331,15 m roter toniger Sandstein, z. T. graufleckig oder lagenweise gebleicht
—339,00 m grauer, glimmeriger Sandstein.

Wahrscheinlich beginnt das alte Gebirge schon früher. Folgende Proben liegen nämlich noch vor:

274,80—275,00 m weißer Kaolinton
275,00—276,50 m weißer sandiger Kaolinton, kalkfrei
276,50—283,90 m roter Ton, kalkfrei
283,90—284,00 m grünweißer Ton.

Diese Schichten scheinen durchaus mit dem Ton aus 303,40—307,30 m zusammenzugehören und Bildungen der alt- und vortertiären Landoberfläche zu sein. Leider wird aber zwischen den beiden Bildungen von 286,50—303,40 m nochmals Grünsand mit Muscheln angegeben; vermutlich ist das Nachfall und aus dem Bohrverfahren mit Dickspülung ohne Verrohrung zu erklären.

Von mitteldevonischem Kalkstein, wie Herr BREDDIN kürzlich veröffentlicht hat, kann keine Rede sein.

In jedem Fall sind die durchbohrten Schichten des alten Gebirges Rotschiefer und gehören zu den Brandenberg-Schichten des Unteren Mitteldevons, die wir im Osten von Köln in der Bohrung Höhenberg III als das unmittelbar Liegende der Honseler Schichten kennengelernt haben.

Bohrung Liblar I ist die wichtigste Bohrung. Sie zeigt folgende Schichten:

363,20—366,30 m	weißer und bunter Kaolinsand sowie roter Ton	Landoberfläche
366,30—370,60 m	weißer Kaolinsand	
370,60—372,70 m	weißroter Kaolinton mit festen Gesteinsbrocken.	

Es folgt nach dem Verzeichnis des Bohrmeisters von

372,70—374,50 m	gelber, stark eisenschüssiger Grobsand und Kleinkies, der sich in verdünnter Salzsäure weiß wusch und zu einem reinen Quarzkies, wohl aus dem Alttertiär, wurde, in die angegebene Tiefe aber als Nachfall geraten sein dürfte.	

Danach:

374,50—382,90 m	grobkörniger Quarzit und feldspatreiches Quarzkonglomerat, dünne Tonschieferlagen und Schieferbrocken, deutlich geschichtet, Einfallen 30°	Unterdevon, Bensberger Schichten
—384,00 m	sandiger, glimmeriger, grauer Tonschiefer	
—387,00 m	Quarzit und Konglomerat	
—387,10 m	glimmeriger Tonschiefer	
—389,30 m	Quarzit und Konglomerat	
390,30 m	glimmeriger Tonschiefer	
—398,10 m	glimmerhaltiger Sandstein, Quarzit und Konglomerat mit Schieferbruchstücken, Einfallen 50°.	

Die sandigen Bänke sind eine grobe Arkose und stimmen ebenso wie die Konglomeratschichten vollständig mit den Arkosen von der rechten Rheinseite bei Bensberg überein, die besonders schön im Königsfost am Gr. Steinberg (Blatt Mülheim/Rhein) entwickelt sind. Es kann gar kein Zweifel sein, daß es sich bei Liblar um diese Schichten handelt. Sie sind bei Bensberg seinerzeit von Denckmann als tiefstes Unterdevon, als Gedinne, angesprochen worden, wobei die Konglomeratbänke das Transgressionskonglomerat darstellen sollten, während ich sie ohne genaue Altersangabe „Bensberger Schichten" genannt (Fliegel, 1923) und sie in meinem Aufsatz über den Untergrund der Niederrheinischen Bucht (Fliegel, 1922) als jünger bezeichnet habe. Nach den neuesten Kartierungsergebnissen von Herrn Schriel (Schriel, 1931) stellen wir die Bensberger Schichten zu den Siegener Schichten, die damit im südlichen Teile des Vorgebirges nachgewiesen sind.

Wir benutzen die Gelegenheit, hier noch von einem weiteren neuen Aufschluß am Vorgebirge Kenntnis zu geben: Von der Roisdorfer Mineralquelle wird in der Literatur wiederholt mitgeteilt, daß sie aus den Alluvionen des Rheintales entspringt und aus tiefliegenden unterdevonischen Schichten stammt. Das ist manchmal so aufgefaßt worden, als sei von dort Unterdevon bekannt. Tatsächlich ist es nur eine Vermutung.

Nun hat der Schreiber dieser Zeilen kürzlich die Fassung der Roisdorfer Mineralquelle besichtigen können. Der untere Rand des 4 m tiefen, kreisförmigen, aus Trachyt vom Kühlsbrunnen im Siebengebirge bestehenden Brunnens liegt auf einer tonig verwitterten, dunklen, ganz feinkörnigen Grauwacke, wie wir sie sonst vom unteren Aggertal kennen. Das sind Siegener Schichten, die nunmehr bei Roisdorf tatsächlich nachgewiesen sind; auch dadurch wird bestätigt, daß die Roisdorfer Mineralquelle auf dem östlichen Randbruch des Bornheimer Horstes sitzt, in dem unterdevonische Schichten auch weiter südwärts in geringer Tiefe (siehe unten S. 402) anstehen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Nach alledem dürfen wir wohl annehmen, daß die Schichten des alten Gebirges vom Bergischen Lande unter dem Rheintale durchstreichen, und daß das alte Gebirge im Untergrunde des Vorgebirges mit dem des Bergischen Landes übereinstimmt. Daran ändert die Tatsache nichts, daß im Rheintal ein tiefer Grabeneinbruch unter Köln gelegen ist, den ich schon früher als den Südlichen Rheintalgraben bezeichnet habe. Das Gebiet ist nicht „in unbedeutendem Maße durch kleinere Verwerfungen gestört", es ist auch nicht „als wahrscheinlich anzusehen, daß im Liegenden des Kölner Flözes bis zum alten Grundgebirge nur etwa noch 50 m mächtige Tertiärsande folgen" (BREDDIN, 1930), vielmehr ist der Grabeneinbruch im Rheintale bei Köln jetzt durch die oben besprochene Bohrung Rodenkirchen I mit einer Sprunghöhe von rund 250 m sichergestellt.

3. Der Südostzipfel der Niederrheinischen Bucht

In dem Zipfel zwischen dem Eifelrand Meckenheim—Rheinbach—Euskirchen und dem Vorgebirge ist altes Gebirge im Untergrunde mangels tieferer Bohrungen bisher u. W. nicht bekannt. Auf der Ville selbst befindet sich der letzte Ausbiß von altem Gebirge über Tage am Südrande des Bornheimer Horstes. Hier ist bei der geologischen Kartierung im nordöstlichsten Teil des Blattes Rheinbach seinerzeit unterdevonische Grauwacke von A. FUCHS (A. FUCHS, 1910) aufgefunden worden, während sich am Eifelrande nach den Blättern Rheinbach und Euskirchen das Mitteldevon der Sötenicher Kalkmulde bis Kirchheim nach Nordosten erstreckt. Es muldet hier aus und wird im allgemeinen Streichen des Gebirges nach Nordosten von unterdevonischen Schichten abgelöst. Unter ihnen ist der Quarzit des Billiger Waldes, in dem schon damals Koblenzquarzit vermutet wurde, besonders bezeichnend. Heute steht durch die von der Ahr her nach Norden vorgetragene Kartenaufnahme nicht nur dieses Alter fest, sondern der Koblenzquarzit ist auch auf der Südseite der Sötenicher Mulde in einigem Abstande von ihr bekannt. Am Gebirgsrande stoßen daher gegen das Tiefland jüngere Oberkoblenzschichten, Koblenzquarzit und weiterhin Unterkoblenzschichten ab, während das Unterdevon des Bornheimer Horstes zu den Siegener Schichten gehört, wie es A. FUCHS vermutet (A. FUCHS, 1910) hat, und wie es das Gestein der Roisdorfer Mineralquelle erweist.

Nun füllen zwei Bohrungen, Müggenhausen 1 und Ollheim 2, im Tieflande zwischen Vorgebirge und Eifel nicht fern vom Westabbruch des ersteren angesetzt, unsere bisherige Unkenntnis bis zu einem gewissen Grade aus.

Müggenhausen 1 zeigt nach Durchbohrung des Tertiärs

29 m Schichten der alten Landoberfläche, nämlich grauen, rotfleckigen Ton, in den tieferen Schichten graubraunen Ton mit vielen Spateisensteinkörnern, zu unterst grauweißen, sandigen Ton, feinschichtig, hakig brechend,

23 m lichtgrauen, feinsandigen, hakig brechenden Kaolinton = Übergang zum festen Gebirge. Darunter

18 m, aus denen z. T. Kerne vorliegen: kaoliniger, sandiger Ton, darunter lichtgrauer, dünnschichtiger, feinkörniger, glimmeriger, toniger Sandstein. Auf den Schichtflächen Pflanzenhäcksel und graphitische Lagen. Fallen 40 bis 45°.

Der Vergleich dieser Gesteine mit dem Unterdevon vom Nordrande der Eifel und aus dem Gebiet zwischen Sötenicher Mulde und Ahrtal ergibt —

auch nach der Auffassung von Herrn Prof. Fuchs und Herrn Dr. Ebert, die jenes Gebiet geologisch aufgenommen haben — die Zugehörigkeit zu den Unterkoblenzschichten.

In Müggenhausen 2 sind in ähnlicher Tiefe die Bildungen der alten Landoberfläche 36 m stark angebohrt worden. Das Schichtverzeichnis gibt darunter Sandstein an; eine Probe lag nicht vor.

Aus der Bohrung Ollheim 2 haben wir aus ähnlicher Tiefe einen Bohrkern. Es ist ein feldspatreicher harter, kieseliger Sandstein, der gerade durch seinen Feldspat mit dem echten Koblenzquarzit vom Billiger Walde am Nordrande der Sötenicher Mulde übereinstimmt.

Die Schichten vom Nordflügel der Sötenicher Mulde setzen sich also im Untergrunde des Tieflandes bis zum Westfuße des Vorgebirges fort.

Andererseits sind es Schichten vom Südflügel des Bensberger Sattels, den wir in der Bohrung Liblar kennengelernt haben. Wo wir dessen Fortsetzung westlich des Erftbruches zu suchen haben, wissen wir allerdings nicht. Das ist ein großes Gebiet, in dem unsere Kenntnis vom Untergrunde versagt.

4. Triasschichten im Südwesten der Niederrheinischen Bucht

Es ist selbstverständlich, daß die Trias vom Nordrande der Eifel, die die vollständige Schichtenfolge bis zum Rät, an einer einzelnen Stelle (Drove bei Kreuzau) auch Lias (Fliegel, 1922, S. 26) umfaßt, eine Fortsetzung im Untergrunde der Niederrheinischen Bucht haben muß.

In Bohrung Rövenich 1 sind nach den Angaben des Bohrmeisters unter dem Tertiär zunächst

6 m grauer Ton mit Sandlagen, darunter
76 m brauner Ton mit harten Schichten

erbohrt worden. Einige Kerne, die mir seinerzeit im Gelände gezeigt worden sind, bestehen aus einem massigen, ungeschichteten grauen, festen Schieferton mit steiler undeutlicher Schieferung, etwas Schefelkies auf Klüften, dazwischen einzelne festere, rauhe, dolomitische Lagen. Nach der Gesteinsbeschaffenheit handelt es sich wohl sicher um Schichten des Mittleren Keupers, und zwar aus der Steinmergelstufe.

Bohrung Disternich 1 ergab nach dem Schichtverzeichnis des Bohrmeisters unter dem Tertiär etwas roten Ton mit weißem Kaolinsand, danach

10,00 m hellgrauen Sand, darunter
1,85 m hellroten kieseligen, porösen Sandstein.

Dieser rote Sandstein ist wichtig. Es ist nach Herrn Dr. Schröder, der die Trias von Zülpich in letzter Zeit neu bearbeitet hat, ein typisches Gestein des Räts. Hier ist also die oberste Trias nachgewiesen.

Im Graben zwischen dem Lommersumer Horst und der Eifel steht sodann die Bohrung Vettweiß 1. Das alte Gebirge hat hier folgende Schichten:

2,96 m hellgrüner, kalkiger Ton
3,56 m grüngrauer, z. T. rötlicher Ton
7,12 m dunkelgrauer Ton, fester grauer Mergel, Sandstein, zu unterst roter Letten.

An der Zugehörigkeit zum Mittleren Keuper ist nach der Gesteinsbeschaffenheit und besonders bei dem Auftreten der rotfleckigen Gesteine kein Zweifel.

Demnach ist die Trias, die bisher nur aus der Eifel bis zu deren Abfall bekannt war, und die wir andererseits aus der Bohrung Baal nahe Erkelenz (Nr. 335 meiner Karte) und endlich aus dem Norden des Niederrheinischen Tieflandes, aus der weiteren Umgebung von Wesel kennen, in der Niederrheinischen Bucht in erheblicher Verbreitung im Untergrunde nachgewiesen.

Da bekanntlich das die Trias bei Golbach in der Eifel unterlagernde Konglomerat als Zechstein anzusprechen ist (FLIEGEL, 1922, S. 25), ergibt sich der weitere Schluß, daß auch der Zechstein im Untergrunde der Bucht noch anstehen dürfte. Ja, man darf vielleicht sogar die Folgerung aussprechen, daß auch südlich von den bisher südlichsten Punkten der Verbreitung des Zechsteinsalzes (linksrheinisch gegenüber Ruhrort) hier oder da noch Reste des Steinsalzes erhalten sein mögen. Das würde das Auftreten von Salzquellen im Bereich der Niederrheinischen Bucht, z. B. in der Mineralquelle Roisdorf mit 1,8 g/l NaCl und besonders in der Bohrung Stammheim (= Köln I bei FLIEGEL, 1920) sowie in der neuesten Kölner Mineralquellen-Bohrung auf dem Messegelände mit 9,5 g besser als bisher erklären.

5. Der Norden der Niederrheinischen Bucht

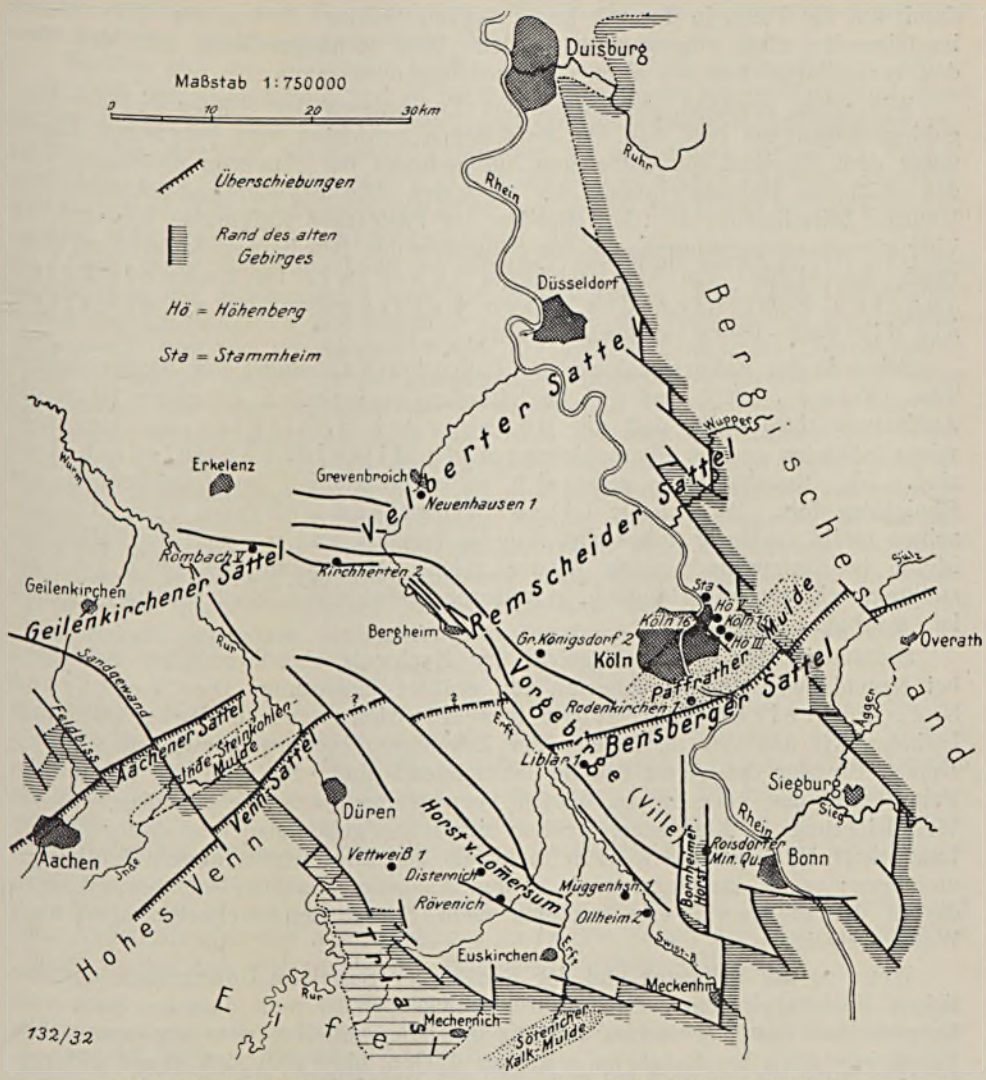
Zwei besonders bemerkenswerte Bohrungen sind hier abgeteuft worden. Von der Bohrung Neuenhausen 1, südlich Grevenbroich, liegt zwar kein Schichtverzeichnis vor, die Geologische Landesanstalt hat aber vor einigen Jahren von dort Proben von dem betreffenden Bohrunternehmer mit der Bitte um Feststellung des Alters der Schichten erhalten. Es war ein hellgrauer, glimmerreicher, nur z. T. feinschichtiger karbonatischer Sandstein aus 492 bis 496 m Tiefe, der nach der Untersuchung durch Herrn Prof. PAECKELMANN den Velberter Schichten des Oberdevons zugehört. Versteinerungen enthielt er nicht.

In der Bohrung Kirchherten 2 ist unter dem Septarienton des Mitteloligozäns ein schwärzlichgrauer, sandiger, kalkiger Schiefer, ungeschichtet, mit sehr feinblättriger, steilstehender Schieferung erbohrt worden. Nach PAECKELMANN gehört er wahrscheinlich ebenfalls ins Oberdevon, und man könnte allenfalls an eine Zugehörigkeit zur Etroeungt-Stufe des Unterkarbons denken.

In Bohrung Kirchherten 3 ist das alte Gebirge selbst zwar nicht erreicht, aber sichtlich ganz nahe, denn der Septarienton enthält in den letzten Proben reichlich Devonmaterial in Form von dunklem, glimmerigem Schiefer mit eingesprengtem Schwefelkies.

Durch diese beiden Bohrungen ist der Velberter Sattel vom Ostrande der Niederrheinischen Bucht bei Düsseldorf auf 40 km nach Südwesten nachgewiesen.

Im Anschluß hieran wird an die schon länger bekannten Steinkohlenbohrungen der Gegend von Lövenich erinnert. Die südlichste von ihnen, Rombach V (Nr. 332 meiner Untergrundskarte), die das Produktive Karbon 463 m u. T. erreicht hat, befindet sich von Kirchherten 2 nur 9 km in nordwestlicher Richtung entfernt. Das Produktive Karbon kann sich also von Lövenich her nicht nennenswert weiter, als es in meiner Untergrundskarte dargestellt ist, nach Südosten erstrecken; es legt sich auf den Sattel der oberdevonischen und unterkarbonischen Schichten nach Nordwesten in ähnlicher Weise auf, wie wir es östlich vom Tieflande aus den Lagerungsverhältnissen des Steinkohlengebirges zum Velberter Sattel kennen.



Tektonische Skizze vom Untergrunde der Niederrheinischen Bucht.
Alle besprochenen Bohrungen sind eingetragen.

6. Der Gebirgsbau

Der Bau des alten Gebirges im Untergrunde der Niederrheinischen Bucht ist an der Oberfläche in keiner Weise kenntlich. Die beschriebenen Schichten des Devons und der Trias waren, als die Schichten des Tertiärs sich darüberbreiteten, abgetragen und eingeebnet. Das geht u. a. daraus hervor, daß sie in den beschriebenen Bohrungen meist tiefgründig verwittert sind und sich dadurch als Bildungen der alt- und vortertiären Landoberfläche darstellen. Was an jüngeren tertiären und quartären Schollenbewegungen später geschehen ist, übte nur einen Einfluß auf die Höhenlage dieser alten Landoberfläche und

damit auf die Tiefe, in der wir heute das alte Gebirge finden, aus. Hierauf soll im folgenden nicht eingegangen werden. Dies vorausgeschickt, läßt sich über den vortertiären Bau des alten Gebirges folgendes sagen:

Wie schon erwähnt, steht nach den Ergebnissen der Kölner und der Vorgebirgs-Bohrungen fest, daß die devonischen Schichten vom Bergischen Lande unter dem Rheintal durchstreichen, unbeschadet der jüngeren Störungen und des Südlichen Rheintalgrabens, der sie quert. Die Brandenberg-Schichten des Unteren Mitteldevons aus dem Norden der Paffrather Kalkmulde sind auf der Ville ebenso nachgewiesen, wie die Schichten des Bensberger Sattels vom Südrande der Mulde. Im Vorgebirge haben wir in Zukunft keine anderen Schichten des alten Gebirges mehr zu erwarten als die vom Bergischen Lande.

Schon in der Exkursionskarte der Paffrather Kalkmulde, dem dazugehörigen Text (FLIEGEL, 1923) und den begleitenden geologischen Schnitten ist meine Auffassung dargestellt, daß die Bensberger Schichten an einer südwärts fallenden großen Überschiebung aufs Mitteldevon aufgeschoben sind. Die Überschiebung setzt sich selbstverständlich im Untergrunde des Rheintales fort. Bohrung Liblar liegt südlich von ihr. Im einzelnen bleibt vorläufig unbekannt, wie sie verläuft, und wie weit die Paffrather Mulde im Untergrunde nach Westen reicht. Man kann sich etwa die Vorstellung, wie sie unverbindlich in unserer tektonischen Kartenskizze gegeben ist, machen.

Sodann ist für den Gebirgsbau der Nachweis oberdevonischer Schichten bei Neuenhausen und Kirchherten von größter Bedeutung. Der Velberter Sattel streicht ungestört bis Kirchherten durch; tektonisch befinden wir uns hier im Bereich der Erkelenz-Grevenbroicher Schollen WUNSTORF's, für die Ost—West-Brüche bezeichnend sind. Sie sind die tektonische Fortsetzung des Vorgebirges, dessen Verwerfungen aus der Nordwest- in die West-Richtung — hier schon früher zur Ruhe gekommen und daher in der Landschaft im allgemeinen nicht mehr als quartäre Verwerfungen sichtbar — umbiegen; es ist das Gegenstück zu den Aachener Staffeln, Sandgewand usw., die in der gleichen Weise zunächst nach Nordwesten, weiterhin aber nach Westen streichen.

Wenn so der Velberter und der Bensberger Sattel im Untergrunde der östlichen Niederrheinischen Bucht durchstreichen, wird man dasselbe auch vom Remscheider Sattel zwischen beiden annehmen dürfen, den wir unter dem Vorgebirge etwa bei Bergheim erwarten dürfen, ohne daß sich dieser Gebirgsbau irgendwie in den Deckgebirgsschichten andeutet, die über die eingeebneten devonischen Schichten ausgebreitet sind. —

Über den Zusammenhang der Aufsattelungen älterer Schichten im linksrheinischen und rechtsrheinischen Schiefergebirge gibt es eine ausgedehnte Literatur, auf die wir nicht näher eingehen wollen. Wir glauben, daß sich der Streit der Meinungen jetzt in der Weise klären wird, wie es unsere tektonische Kartenskizze zeigt: Der Remscheider Sattel setzt sich nach Südwesten im Aachener Sattel fort, indem die Sattelachse nach Westen untertaucht und jüngere Schichten in ihr erscheinen. Dann können wir das gleiche für den Velberter Sattel annehmen, und von diesem Gesichtspunkte aus der Ansicht WUNSTORF's (WUNSTORF, 1928) beitreten, der eine Aufsattelung im Bereich des Produktiven Karbons des west-

lichen Tieflandes, den Geilenkirchener Sattel als das tektonische Äquivalent des Velberter Sattels angesprochen hat.

Südlich von den genannten beiden linksrheinischen Aufsattelungen gibt es nur noch den Venn-Sattel, und es fehlt nach der geologischen Kartenaufnahme jeder Anhalt für eine weitere, wenn auch nur unbedeutende Aufsattelung zwischen ihm und der Sötenicher Kalkmulde, so daß schon dieserhalb Venn-Sattel und Bensberger Sattel zueinander gehören dürften, zumal das Unterdevon beider an großen Überschiebungen aufs Mitteldevon aufgeschoben ist.

Über ihren Zusammenhang im Bereich der Rur—Erft-Schollen zwischen Erftsprung und Rursprung wissen wir freilich nichts. Man kann sich darüber etwa das schematische Bild machen, welches in der tektonischen Kartenskizze angedeutet ist. Das würde dem Wesen der großen Bensberger Überschiebung, wie sie weiter östlich im Bergischen sich darstellt, entsprechen: In einem gegenüber der ursprünglichen Denckmann'schen Übersichtskarte etwas veränderten Verlauf stellt sie sich nach den neuesten Aufnahmen von Herrn Schriel (Schriel, 1931) als eine weit durchgehende, durch Querbrüche gestaffelte Aufschiebungsgrenze dar. An diesen Querverwerfungen erscheint jeweils der westliche Teil weiter nach Norden vorgeschoben, indem die Abtragung nach erfolgter Aufschiebung im Osten stärker gewesen ist. Diese gesteigerte Staffelung der Überschiebung nach Westen dürfte sich im Untergrunde der Niederrheinischen Bucht fortsetzen und die nördliche Lage des Venn-Sattels gegenüber demjenigen von Bensberg wohl erklären können.

Zusammenfassung

Unsere Kenntnis vom alten Gebirge des tiefen Einbruches der Niederrheinischen Bucht ist bisher minimal. Der Verfasser teilt hier etwa 15 Tiefbohrungen mit, die das alte Gebirge unter dem Tertiär erreicht haben. Danach streicht das Devon des Bergischen Landes unter dem Rheintal her zum Vorgebirge durch. Die Trias vom Eifelrande ist nach Nordosten im Untergrunde des Tieflandes verbreitet, das Oberdevon des Velberter Sattels bis westlich der Erft nachgewiesen.

Aus diesen stratigraphischen Feststellungen ergibt sich der Zusammenhang der Aufsattelungen des alten Gebirges zu beiden Seiten der Niederrheinischen Bucht in der Art, wie es auf der Kartenskizze dargestellt ist.

Aufgeführte Literatur:

Breddin, H.: Eine neue Deutung der geologischen Verhältnisse des Braunkohlengebietes der Ville. — Braunkohle 1930, S. 897.

Fliegel, G.: Über das Grundwasser des Rheintales bei Köln und die darin auftretenden Mineralquellen. — Z. prakt. Geol., **28**, S. 5—12, Halle 1920.

—: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. — Abhandl. geol. L.-A., N. F., **92**, Berlin 1922.

—: Die Kalkmulde von Paffrath. — Dies. Jb. 1922, **43**, S. 364, Berlin 1923.

—: Erläuterungen zu Blatt Mülheim-Rhein der geol. Karte von Preußen. Berlin 1923.

Fuchs, A.: Erläuterungen zu Blatt Rheinbach der geol. Karte von Preußen. Berlin 1910.

Schriel, W.: Vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Stellung der Wahnbachschichten und der Bensberger Schichten des Bergischen Landes. — Dies. Jb. 1931, **52**, S. 470.

Wunstorf, W.: Die linksrheinischen Steinkohlenbezirke Deutschlands. Eine Übersicht über ihre stratigraphischen und tektonischen Beziehungen. — Congrès pour l'avancement des études de Stratigraphie Carbonifère. C. R., S. 779, Lüttich 1928.

Druckfertig eingereicht am 23. Februar 1932.
„Imprimatur" erteilt am 13. Mai 1932.

Pollenanalytische Untersuchung der Schönberger Strandmoore (Salzwiesen) in Holstein

Studien zur postglazialen Florengeschichte Schleswig-Holsteins I.

Von Erich Kolumbe in Elbing

(Mit 6 Textabbildungen)

Die durch die Litorinasenkung entstandenen schleswig-holsteinischen Strandmoore reizen besonders zur pollenanalytischen Untersuchung, weil hier Ablagerungen vorliegen, die in ihrer zeitlichen Begrenzung ziemlich sicher festgelegt erscheinen. Für die in der Nähe von Kiel gelegenen Strandmoore kommt hinzu, daß mit Hilfe der Weber'schen Arbeit (1905) über „Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Förde" der Anschluß der Strandmoorablagerungen an die vorhergehenden Perioden versucht werden kann. Aus einer Reihe von zur Untersuchung geeigneten Mooren wurden deshalb die Salzwiesen (= Strandmoore) bei Schönberg in der Nähe von Kiel ausgewählt.

Diese Strandmoore liegen nordöstlich von Kiel und sind rund 16 km von der Fundstelle der von Weber bearbeiteten Proben entfernt. Sie „... beginnen bei dem Fischerdorf Stein an der Kieler Förde und erstrecken sich, den ganzen Nordrand der Probstei umfassend, ostwärts bis zum Gute Schmoel. Gegen die See wird diese etwa 2000 ha große Wiesenniederung durch einen 2—3 m hohen, seit 1882 noch durch einen Deich verstärkten Strandwall abgeschlossen. Auf der Innenseite ist eine scharfe Grenze nicht vorhanden. Nur nach Westen, gegen die Kieler Förde hin, ist die Niederung geöffnet und ihre tiefsten Partien werden hier vom Barsbeker See eingenommen. Während der Innenrand Höhen von 3 bis 6 m aufweist, erhebt sich das Gelände in der Nähe des Strandwalles zumeist nur um wenige Dezimeter über den Meeresspiegel. Als Ganzes stellen sich die Probsteier Salzwiesen also als eine schiefe Ebene dar, die sich, wenn auch nicht gleichmäßig, sanft gegen die See hin abdacht" (Martens, 1927, S. 50). Der vom Meer aufgeschüttete Strandwall verbaute den vom höheren Diluvium kommenden Auen den Weg ins Meer und die Entwässerung des Geländes folgt gegenwärtig nicht den natürlichen Abdachungsverhältnissen, sondern erfolgt — nach der Anlage der Barsbeker Schleuse (vgl. Abb. 1) — nach Westen. Man geht wohl nicht fehl, wenn man mit Martens (1927, S. 50) annimmt, daß vor der Anlage der künstlichen Entwässerung die Landschaft infolge des aufgestauten Wassers eine „unpassierbare Sumpfwildnis" bildete.

Ich folge weiterhin der ausgezeichneten morphologischen Analyse, die Martens (1927, S. 50—53) gegeben hat. Der gesamte Komplex der Salzwiesen ist danach in zwei Abschnitte zu zerlegen, die während der Senkungsperiode ganz verschieden beeinflußt worden sind. Im kleineren Abschnitt westlich des Weges Heidkathe—Fernwisch (Abb. 1) tritt das Diluvium nirgends an die Oberfläche. Eine mehr oder weniger mächtige Moordecke, die von einzelnen

sandigen Kuppen durchragt wird, bedeckt hier einen Untergrund aus rein marinen Sanden. Dieser Teil der Salzwiesen war also während der Senkung vom Meer überflutet und erst nachdem die Hakenbildung das Gelände vom Meer abgeschnitten hatte, konnte hier ein Vermoorungs- und Verlandungsprozeß einsetzen, der infolge des Brackwassers durch *Vaucheria*, *Scirpus*- und *Juncus*-Arten eingeleitet wurde. Ergänzend sei hier eine Mitteilung von Herrn Schaefer (Zoologisches Institut Kiel) verwertet, die mit den nach Martens geschilderten Verhältnissen nicht ganz übereinstimmt. Danach findet sich vor der Barsbeker Schleuse auf etwa 2 m Wassertiefe ein Torflager, das durch die Brandung abgedeckt ist. Es müßte also bereits vor oder während der Senkung ein Moor im Gebiet der heutigen Salzwiesen bestanden haben, das dann bei Erreichung des Maximalbetrages der Senkung z. T. unter Wasser geriet,

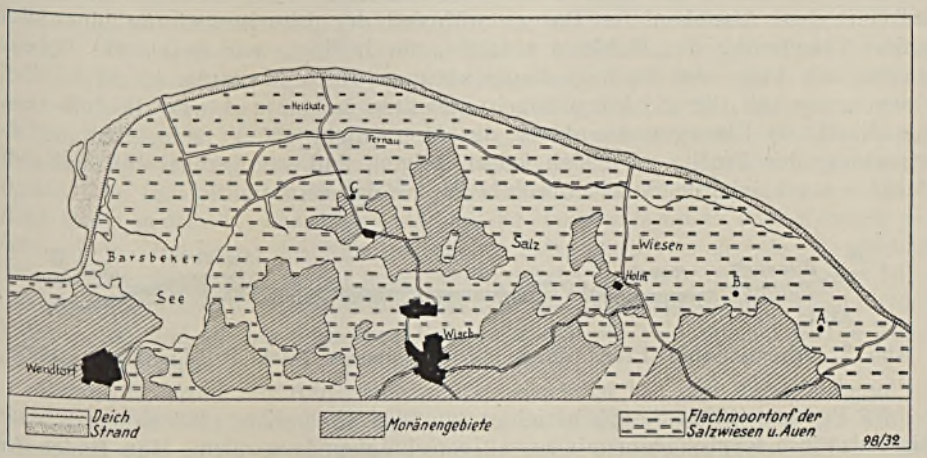


Abb. 1. Schönberger Salzwiesen. Verteilung von Moränen und Moorfläche.

z. T. von marinen Sanden bedeckt wurde. Ein Profil am Schleusenhaus in Barsbek bestätigt diese Bildung:

0—1,5 m mariner Sand
1,5—2,5 m Moor
2,5— ? m diluvialer Untergrund.

Leider standen mir von diesen Stellen keine Proben zur Untersuchung zur Verfügung. — Die jungen Moorbildungen im vorher geschilderten Salzwiesenbereich ruhen jedoch alle — das bestätigen auch meine in größerer Zahl vorgenommenen Bohrungen — auf marinen Sanden. Die Mächtigkeit dieser Bildung ist ziemlich gering; bei der Bohrung C z. B. 0,50 m.

Wesentlich anders verlief die Bildung im östlichen Teil. „Bemerkenswert sind hier die Diluvialzungen, die sich vom Innenrand her, häufig in einzelne Kuppen aufgelöst, in die größtenteils von alluvialen Moorbildungen erfüllte Niederung hinein erstrecken und diese um 2 bis 3 m überragen. Ihnen folgen die Verbindungswege zwischen dem Innenrand und der Küste. Aber auch abseits dieser Diluvialzungen bildet das Moor keineswegs eine geschlossene Decke, vielmehr tritt auch hier vielfach der Geschiebelehm in der Gestalt flacher Kuppen und Buckel aus dem Moor hervor. Die Mächtigkeit des letzteren ist

daher auch, wie dieser Umstand schon erkennen läßt, starken Schwankungen unterworfen. Wandert man an einem der frisch gereinigten Entwässerungsgräben entlang, so erkennt man an den ausgehobenen Erdmassen, daß die Grabensohle häufig den das Moor unterteufenden Geschiebelehm anschneidet, während derselbe in einiger Entfernung von einer solchen Stelle mit dem 2-m-Bohrer oft nicht mehr zu fassen ist. An manchen Stellen erreicht das Moor, wie mir Anwohner der Niederung versicherten, eine Mächtigkeit von 4 m und darüber. Wie das schematische Profil (Abb. 2) erkennen läßt, ruht das Moor, das sich unter dem Strandwall hindurch noch ein Stück in die See hinein verfolgen läßt, überall auf Geschiebemergel. Könnte man die Moordecke vollständig entfernen, so würde eine flachwellige Grundmoränenlandschaft zum Vorschein kommen" (MARTENS, 1927, S. 50 u. 51).

Die Entstehung der Salzwiesenmoore haben wir uns wohl so zu denken, daß mit dem Absinken des Bodens während der Litorinasenkung eine allgemeine Vernässung des Gebietes erfolgte, die bedingt war durch die Wasserstauung als Folge der Strandwallaufschüttung. Nach MARTENS (S. 52) soll die Vermoorung mit der Senkung Schritt gehalten haben und eine Beeinflussung des diluvialen Untergrundes durch das Meer nicht erfolgt sein. Bei der Besprechung der Profile wird sich jedoch zeigen, daß wenigstens während einer Periode ein stärkerer Salzwassereinbruch erfolgt sein muß.

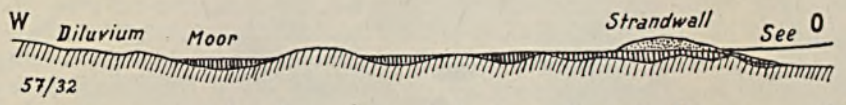


Abb. 2. Schematisches Profil durch die Salzwiesen. Nach P. Martens, 1927.

K. PETERS (1898, S. 22) berichtet von der ehemaligen Bewaldung: „Auch die Salzwiese war ehedem mit gewaltigen Bäumen bestanden. Man findet dort noch heute oft wenige Fuß unter der Bodenoberfläche Eichen von bedeutendem Umfang und enormer Länge. Diese Riesen der Vorzeit liegen nach Südwest, sind also vom Nordost gelegt. ... Da nun nach Pastor JESSIEN's Bericht die Salzwiese um 1216 unbewaldet war, so darf man wohl die Vermutung aussprechen, daß diese Niederung schon lange vor dieser Zeit, etwa zur Zeit Karls des Großen oder gar um Christi Geburt, mit riesigen Bäumen bewachsen war, die aber durch einen gewaltigen Nordoststurm niedergelegt worden sind." Die Datierung der Bewaldung wird sich kaum aufrecht erhalten lassen, denn die Pollendiagramme verweisen den starken Rückgang des Eichenmischwaldes ganz eindeutig in eine bedeutend frühere Periode; selbst einzelne Überhälter hätten sich bei dem geringen Umfang des Gebietes im Pollendiagramm durch eine Überrepräsentation nachweisen lassen müssen.

Die Stellen der Profilentnahmen sind aus der Übersichtskarte (Abb. 1) ersichtlich. Bei der außerordentlich geringen Ausdehnung der einzelnen vermoorten Becken kam es nicht auf die Entnahme von Linienprofilen an, sondern es galt vielmehr Becken zu finden, die die nötige Tiefe zur Gewinnung einer möglichst vollständigen Serie besaßen. Es wurden deshalb eine ganze Reihe von Bohrungen mit dem RUTTNER'schen Bohrgerät (Kammerbohrer ähnlicher Konstruktion wie der von HILLER) niedergebracht. Die Proben der Bohrung A und B entstammen dem östlichen Teil des vorher charakterisierten Gebietes; die Proben der Bohrung C haben im Liegenden marine Sande.

Bei allen Profilen machte sich die Kultivierung der Strandmoore, die heute alle in Wiesen überführt worden sind, unangenehm bemerkbar. Die Oberflächenproben waren z. T. stark sandig, infolge der Zufuhr von Dungstoffen hochgradig zersetzt und von Gramineen durchwurzelt. Mehrere Probezählungen führten zu keinem Ergebnis und da ferner zu befürchten war, daß diese Proben durch Grabenauswurfmassen, die tiefer gelegenen Moorschichten angehören, verunreinigt waren, wurden die Zählungen nicht durchgeführt. Die Diagramme beginnen daher erst bei 0,1 bzw. 0,5 m.

Fast alle erbohrten Proben weichen in der Farbe vom normalen Torf ab. Am Grunde der Bohrung B wurde von 3,30—3,80 m ein tiefbrauner, stark zersetzter, erdiger Torf mit gut erhaltenen Pollen gefunden. In den darüber liegenden Schichten wechselte die Farbe zu Graubraun und Gelbbraun hinüber, und im Bereich von 2,80—3,30 m waren die Proben stark sandig; bevor die Pollenanalyse vorgenommen werden konnte, mußte der Sand ausgeschlämmt werden. Der Gedanke einer marinen Transgression lag verhältnismäßig nahe und die Untersuchung der Proben auf Diatomeen bestätigte diese Vermutung. Herr Dr. Utermöhl (Hydrobiologische Anstalt Plön i. H.) hatte die große Liebenswürdigkeit, die Prüfung auf Salzwasserformen vorzunehmen. Es wurden *Melosira sulcata* (= *Paralia* s.), *Biddulphia* spez. und *Coscinodiscineen* gefunden. Es handelt sich um echte Salzwasserformen, die heute in der Ostsee nicht mehr gedeihen. Besonders wertvoll ist das Vorkommen von *Melosira sulcata*, einer Diatomee, die nur bei einem Salzgehalt von 20—35 ‰ günstige Lebensbedingungen findet; der gegenwärtige Salzgehalt der Ostsee beträgt 15 ‰ (Mai bis September). Schon Weber hat auf diese Diatomee hingewiesen (1905, S. 37 u. 38) und sie als wichtiges Kriterium für die Bildungszeit seines Meerlebertorfes benutzt.

Dieser Horizont mit rein marinen Diatomeen ist mit den Vorstellungen von Martens (s. S. 416) nicht ganz in Einklang zu bringen. Der Aufbau der Strandmoore ist also nicht störungslos im Süßwasser erfolgt, sondern durch einen Salzwassereinbruch unterbrochen worden. Ob das Gebiet während der Bildung dieser stark sandigen, aus Feindetritus bestehenden Schicht für längere Zeit mit dem offenen Meer in Verbindung gestanden hat, ist sehr schwierig zu entscheiden. Beim Vorhandensein einer dünneren, torfig-sandigen Lage mit Diatomeen wäre vielleicht an einen kurzfristigen Salzwassereinbruch als Folge eines Strandwallbruches während einer Sturmflut zu denken. Vermutlich wird das Salzwasser aber längere Zeit freien Zutritt gehabt haben und es bleibt die Frage zu erörtern, ob dieser Diatomeenhorizont nicht während eines Abschnittes der Litorinasenkung gebildet worden ist, während deren der Strandwall noch nicht die später zu verzeichnende Höhe erreicht hatte. Für diese Erklärung spricht auch die Tatsache, daß das Moor unter den Strandwall hindurchzieht und auch im Bereich des freien Wassers auf der Schorre noch nachweisbar ist. Nach Martens (S. 51) finden sich im Wasser von der Brandung abgedeckte Moorpartien (sie müssen den unter 3,00 m liegenden Schichten des Profils B entsprechen) mit Eichenstubben, die im diluvialen Untergrund wurzeln. Diese Erklärung wäre sehr zwanglos und sie würde auch mit dem Pollendiagramm für die unter dem Diatomeenhorizont liegenden Schichten (Eichenmischwald und Erlenmaximum) übereinstimmen. Mit den Ausführungen von Martens (S. 52 u. 53), der dem Meer keine störende Rolle zuerkennt, würde sich diese Deutung nicht decken. „Die zuerst in den flachen Becken der Grundmoräne einsetzende Vermoorung griff dauernd weiter um sich, indem das Moor, mit der Senkung

Schritt haltend, allmählich über die niedrigen Schwellen zwischen den einzelnen Becken hinwegtransgredierte, so daß schließlich nur noch die höchsten Partien aus demselben hervorragten. Das Meer konnte diesen Prozeß nicht stören, da es sich in dem Strandwall selbst immer wieder ein Hindernis schuf."

Es wurde schon vorher darauf hingewiesen, daß eine ganze Reihe von Bohrungen niedergebracht worden sind, um geeignete Profile aufzufinden. Die gleichförmige Wiesenvegetation des Gesamtgebietes machte die Wahl der Bohrpunkte ziemlich schwierig und die folgend beschriebenen drei Profile sind nur eine Auswahl. Profil A entstammt dem östlichen Teil der Salzwiesen (Abb. 3, Tabelle I, Diagramm 1). Eine diluviale Zunge stößt hier von Schönberg über Neu-Schönberg bis fast zur Küste vor; im Absenkungsbereich dieser Durchragung wurde die erste Bohrung gemacht. Bei den 150 cm tiefen Schichten, die auf einem Geschiebelehm gewachsen sind, handelt es sich um einen reinen Seggentorf, der in seinen unteren Schichten starke Beimischungen von *Phragmites communis* aufweist. Anzeichen dafür, daß hier für längere Zeit ein offenes Gewässer bestanden hat, konnten nicht gefunden werden; es scheint vielmehr ein langsam verlaufender Versumpfungsprozeß unter dem Einfluß eines hohen Grundwasserstandes die Bildung veranlaßt zu haben. Neben Pollen, deren

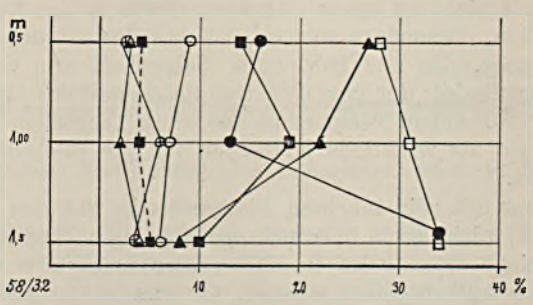


Abb. 3. Diagramm 1.

Erhaltungszustand als nicht besonders gut zu bezeichnen ist, wurden viele Gramineen- und Cyperaceenreste (Rhizome und Blattscheiden) gefunden. *Aspidium*sporen waren in allen Schichten nicht selten, jedoch wurde nur eine Sphagnumspore in 0,5 m Tiefe bemerkt. Von 0,5—1,00 m Tiefe wurden ferner notiert: *Polypodium*sporen, ein Ericaceenpollen, *Carduus*- oder *Cirsium*pollen, *Polygonum*pollen und am Grunde der Proben ein *Myriophyllum*pollen. Die Pollenanalyse (Tabelle 1 u. Diagramm 1) erbrachte kein vollständiges Bild des Ablaufes bis zur Gegenwart, weil aus dem Bereich über 50 cm keine Ana-

Tabelle I

Bohrung A	Alnus	Betula	Carpinus	Fagus	Pinus	Salix	Ulmus	Quercus	Tilia	Eichenmischwald	Corylus
50 cm	28	9	3	27	16	3	2	7	5	14	4
100 cm	31	7	2	22	13	6	1	13	5	19	4
150 cm	34	6	4	8	34	4	2	6	2	10	5

lyse gemacht wurde. Die *Fagus*kurve schließt mit einem Wert von 27 % und bleibt damit erheblich hinter dem für die Gegenwart zu erwartenden Wert zurück. Die Eichenmischwaldwerte halten sich in den für alle Profile gefundenen normalen Grenzen. Besonders hinzuweisen wäre hier auf den hohen *Pinus*wert (34 %) in 1,5 m Tiefe; dieser ist in keinem anderen Profil zu verzeichnen.

Das Profil B, wohl einem der tiefsten Becken der Salzwiesen entstammend, erreicht eine Mächtigkeit von 4,00 m. Im Liegenden finden sich scharfe diluviale Sande, die von einem 50 cm mächtigen, stark verwitterten, erdigen Torf überdeckt werden; makroskopisch erkennbare Reste waren kaum vorhanden. Eigentümlich ist nun, daß dieser Torf von einem Meerlebertorf (s. S. 414) von 50 cm Stärke überlagert wird, dessen Farbe vom Graubraun zum Gelbbraun hinüberwechselt. Diese Feindetritusgyttja mit ganz spärlichen Einschwemmungen von *Phragmites*blättern war z. T. sandig und wies einige Diatomeenformen auf, die bereits vorher genannt worden sind und unter denen *Paralia sulcata (= Melosira sulcata)* als wichtig zu erwähnen ist. Der Vergleich mit dem von Weber (1905) beschriebenen Meerlebertorf ließ keinen Zweifel daran aufkommen, daß in dieser Feindetritusgyttja eine zeitlich dem Weber'schen Meerlebertorf gleichzusetzende Bildung vorliegt. In welchen Abschnitt der Litorinazeit dieser Bereich des Profils zu verweisen ist, wird später zu erörtern sein. — Im Schilftorf fand sich bei 2,5 m unter 150 Pollen ein *Picea*pollen und im Seggentorf (in 1 m Tiefe) wurden zwei *Picea*pollen gefunden; ferner: Gramineen-, Cyperaceen-, *Berula*- und viel *Utricularia*pollen. Das ganze Profil zeigt folgenden Aufbau:

0 —0,5 m stark zersetzter Wiesentorf
0,5 —2,20 m Seggentorf
2,20—2,80 m Schilftorf
2,80—3,30 m Meerlebertorf (Feindetritusgyttja)
3,30—3,80 m stark verwitterter erdiger Torf
ab 3,80 m diluvialer Sand.

Das Pollendiagramm dieses Profils (Abbildung 4, Diagramm 2 und Tabelle II) gibt ein ziemlich vollständiges Bild der Entwicklung. In der unteren Schicht dominiert der Eichenmischwald noch mit 35 Prozent und *Pinus*, *Betula* und *Corylus* zeigen rückläufige Kurven. Wir haben hier ganz offenbar bereits das Abklingen der Eichenmischwaldphase vor uns

Tabelle II

Bohrung C	Alnus	Betula	Carpinus	Fagus	Pinus	Salix	Ulmus	Quercus	Tilia	Eichenmischwald	Corylus
0,5 m	11	10	2	52	11	2	2	6	3	11	7
1,0 m	12	6	3	47	16	4	2	8	—	10	2
1,5 m	23	8	2	36	13	8	2	6	2	10	8
2,0 m	30	8	4	24	16	6	1	10	1	12	4
2,5 m	34	5	3	15	19	4	2	13	5	20	13
3,0 m	41	14	4	7	6	5	2	16	5	23	17
3,5 m	50	8	2	6	6	4	4	18	2	24	15
3,8 m	28	12	3	2	15	4	8	21	6	35	16

und dieser Punkt des Diagramms läßt sich vielleicht mit dem zweiten Gipfel der Eichenmischwaldkurve bei TIDELSKI (S. 386 u. Tafel XIX) parallelisieren. Auch der dann folgende starke Anstieg der Erle findet eine Parallele in den Untersuchungen von TIDELSKI. Auffällig bleibt immerhin, daß die Buche in unserem Profil bereits vorhanden ist — das entspricht durchaus den von WEBER

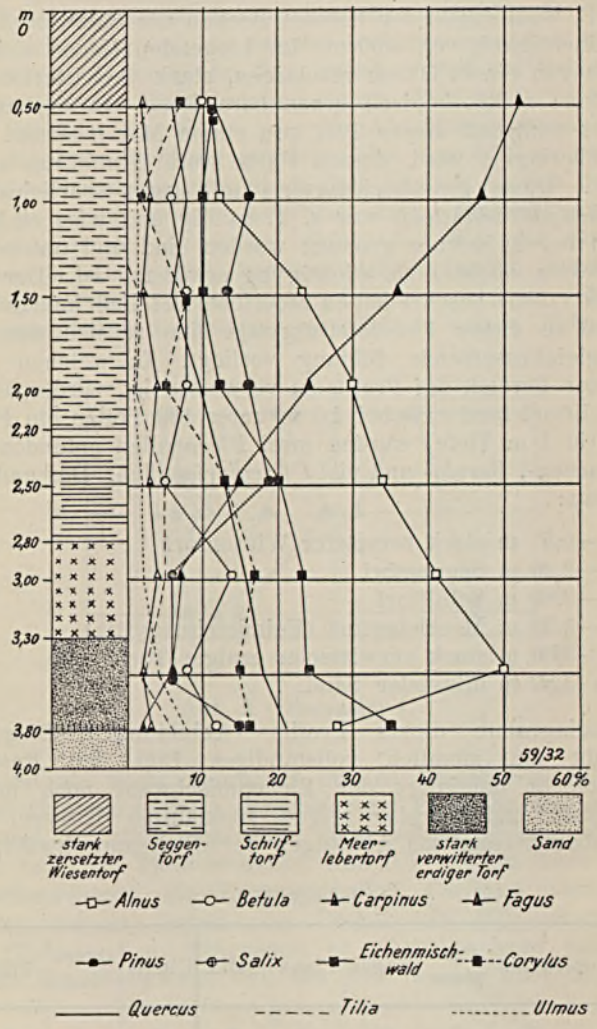


Abb. 4. Diagramm 2.

(1905) geschilderten Verhältnissen — während TIDELSKI sie noch nicht sicher festzustellen vermochte. Die Erlenkurve klingt nach einem Maximum von 50 % langsam ab und zwischen 1,5 und 2 m schneiden sich die Buchen- und die Erlenkurve. Die Buche übernimmt die Vorherrschaft und sie erreicht mit 52 % ihr Maximum in 0,5 m Tiefe. Dieser Wert ist noch kein Höchstwert, denn im

Profil C konnten 59 % und bei den Untersuchungen im Sandkatener Moor (Koppe und Kolumbe, 1926) sogar 70 % verzeichnet werden. Die *Carpinus*-kurve zeigt ein wenig ausgeprägtes Bild und nur in den Grundproben erreicht sie einmal einen Wert, der über dem *Fagus*wert liegt. Diese geringe Frequenz darf als lokal bedingt zu bezeichnen sein; in anderen Gebieten (Ergebnisse der noch nicht publizierten Untersuchungen der Lauenburger Moore) sind bedeutend höhere Werte gefunden worden. Es wäre nur noch auf die *Pinus*kurve hinzuweisen: die Kiefer fehlt in keiner der untersuchten Proben des Profils. Während der Anteil in den unteren Abschnitten (von 3,00—3,80 m) sich zwischen 15 und 6 % bewegt und damit schon über den niedrigsten Wert des Sandkatener Profiles liegt, steigt die Kurve bei 2,5 m bis auf 19 % und fällt dann langsam bis auf 11 % mit einem zweiten Gipfel von 16 % in 1 m Tiefe. Im Profil B wird in 1,5 m sogar der Wert von 34 % erreicht. Hesmer (1928, S. 21) und Koch (1929, S. 59) haben das Überdauern der Kiefer in der Plöner Gegend bezweifelt und besonders Hesmer hat die Vermutung ausgesprochen, daß das Kiefernvorkommen etwa 20 km vom Sandkatener Moor entfernt liegen müßte. Das Profil B liegt nun 30 km nordwestlich des Sandkatener Moores und auch hier

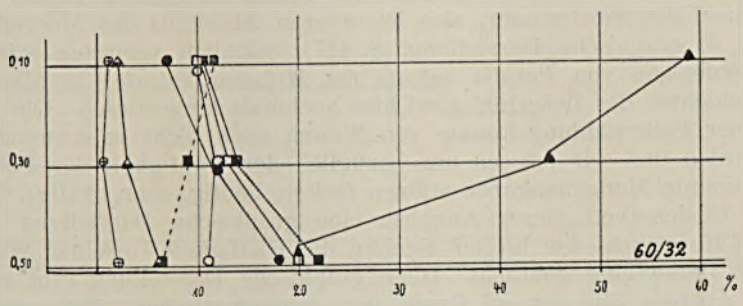


Abb. 5. Diagramm 3.

zeigt sich wieder die durchgehende Kiefernkurve, und zwar mit höheren Prozenten. Ich registriere diese Tatsache nur und werde in einer späteren Arbeit darauf zurückkommen.

Das Profil C (Abb. 5, Diagramm 3 u. Tab. III) zeigt die jüngste Phase der Entwicklung. Das Moor ist an dieser Stelle auf marinen, litorinazeitlichen Sanden gewachsen und besteht aus reinem Seggentorf. Die geringe Mächtigkeit dieser Bildung läßt vermuten, daß der Vermoorungsprozeß infolge der ständigen Veränderungen im Küstenbereich ziemlich spät eingesetzt hat und das Pollendiagramm bestätigt diese Vermutung. Der schnelle Anstieg der Buchenkurve tritt in diesem Diagramm besonders klar hervor.

Tabelle III

Bohrung B	Alnus	Betula	Carpinus	Fagus	Pinus	Salix	Ulmus	Quercus	Tilia	Eichenmischwald	Corylus
10 cm	10	10	2	59	7	2	2	6	2	10	11
30 cm	13	12	3	45	12	1	1	9	4	14	9
50 cm	20	11	6	20	18	3	3	14	5	22	6

Um die zeitliche Eingliederung der vorher beschriebenen Profile vornehmen zu können, ist ein Vergleich mit der Weber'schen Arbeit (1905) notwendig. Das vollständigste, von Weber (S. 22 u. 23) gegebene Profil (IV) zeigt folgenden Aufbau:

Wasser bis zur Fördensohle	0,00 — 4,50 m
Schlammige, schwarze Moorerde, unten allmählich in Lebertorf übergehend	4,50 — 6,50 m
Gelber Meerlebertorf	6,50 — 11,50 m
Scorpidiumtorf	11,50 — 11,56 m
Cladiumtorf	11,56 — 12,36 m
Moostorf	12,36 — 14,10 m
Kalkmudde	14,10 — 15,00 m
Bryozoenreicher Geschiebesand	15,00 — ? m

Die Beschreibung der einzelnen Schichten des Profils bringt eine sehr genaue Aufzählung der gefundenen Makro- und Mikrofossilien und es ergibt sich daraus ein außerordentlich plastisches Bild des Vegetationswandels in den verschiedenen Bildungszeiten. Besondere Aufmerksamkeit wurde den Diatomeen geschenkt, die in dem Horizont des Meerlebertorfes zwischen 9,5 und 10,5 m unter Mittelhochwasser, also im unteren Abschnitt des Meerlebertorfes (vgl. Abb. 6, graphische Darstellung, S. 417), reichlich vertreten waren. Auf das Vorhandensein von *Paralia sulcata (= Melosira sulcata)* in allen untersuchten Schichten des Lebertorfes sei hier nochmals hingewiesen. Die moderne Methode der Pollenzählung konnte von Weber noch nicht in Anwendung gebracht werden und wir müssen uns bezüglich der Häufigkeit der Pollenarten auf unbestimmte Mengenangaben stützen (selten, häufig, sehr häufig). Ich habe trotz der Unsicherheit dieser Angaben eine graphische Darstellung versucht und mit Hilfe verschieden breiter Streifen die Häufigkeit einzelner Waldbaumpollen zur Darstellung gebracht. Diese graphische Darstellung gibt immerhin ein recht genaues Bild der auf Grund der „mathematischen" Pollenanalyse zu erwartenden Ergebnisse und sie kann m. E. Anspruch auf einen hohen Grad von Richtigkeit erheben. Danach ergibt sich ein *Betula*- und *Pinus*maximum während der Bildungszeit der Kalkmudde und des *Hypnum*torfes. Im *Cladium*torf erscheinen dann der Eichenmischwald und die Erle und das ganze Schichtpaket des Lebertorfes wird von den Pollen dieser Waldbäume beherrscht, während *Betula* und *Pinus* abklingen. Auffällig ist, daß bald nach dem Erscheinen des Eichenmischwaldes auch die ersten spärlichen Pollenkörner der Buche (zwischen 10,5 und 11,3 m) beobachtet wurden. „Von da ab aufwärts waren sie regelmäßig vorhanden. Die ersten Buchenreiser zeigten sich zwischen 8,5 und 9,5 m, zwischen 7,5 und 8,5 m die ersten Fruchtteile. Pollen wie Holzreste wurden nach oben fortgesetzt häufiger" (Weber, 1905, S. 24). Nach Weber ergibt sich daraus, daß *Fagus* sich bald nach Erscheinen des Eichenmischwaldes durch Pollen bemerkbar macht und daß dieser Waldbaum an der Kieler Förde bereits angekommen war, als die Bildung des Meerlebertorfes etwa bis zur Hälfte der Mächtigkeit gediehen war.

Für die zeitliche Eingliederung dieser Bildungen ist die Lage des Kulturhorizontes innerhalb des Profils von größter Wichtigkeit. Weber (1905, S. 36) stellt in einer besonderen Tabelle die gesamten untersuchten Profile zusammen und legt die einzelnen Horizonte (ältester Landhorizont, Horizont der altneolithischen Wohnstätten usw.) durch die ganzen Profile hindurch. Es geht nicht mit unbedingter Sicherheit aus der Arbeit hervor, ob die Hindurchlegung des

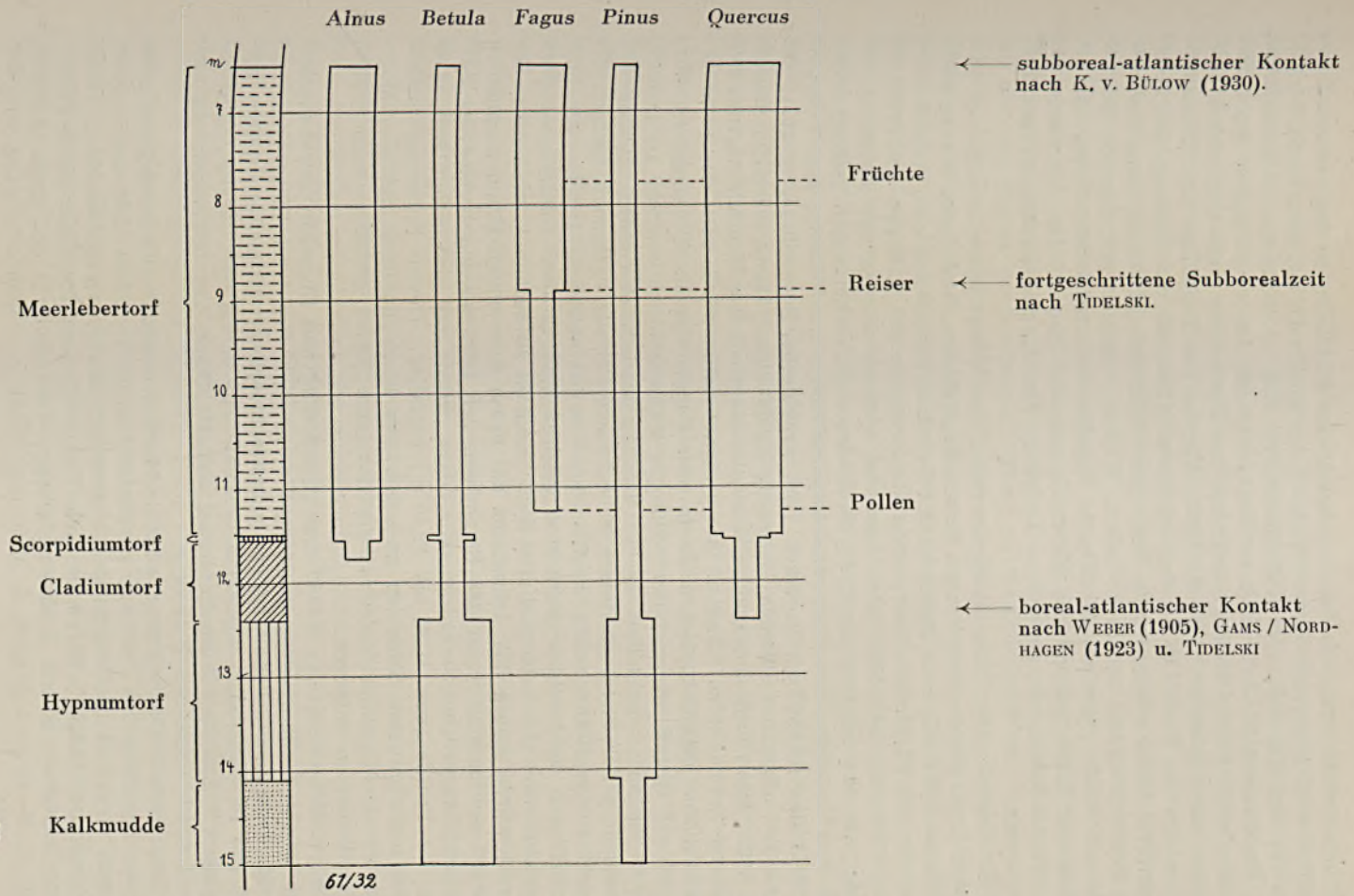


Abb. 6. Graphische Darstellung der Pollenhäufigkeit im Profil IV nach Weber.

Kulturhorizontes etwa die Gleichzeitigkeit der Bildungen in den verschiedenen Profilen ausdrücken soll. Beim Vergleich des Profils IV mit dem Profil I ergibt sich für den Abschnitt des Kulturhorizontes eine so weitgehende Abweichung im Fossiliengehalt, daß an der Gleichzeitigkeit dieser Bildungen gezweifelt werden muß. Dieser Weg erscheint mir zur Festlegung eines bestimmten Zeitpunktes nicht gangbar, denn die bloße Angabe der Tiefenlage des Kulturhorizontes, der im Profil IV in den mittleren Abschnitt der Bildung des Meerlebertorfes fallen würde, würde eine ungerechtfertigte Fixierung eines bestimmten Pollenspektrums zur Folge haben. Wichtig erscheint mir dagegen die Angabe auf S. 53: „Erst als das Wasser ungefähr seinen höchsten Salzgehalt angenommen hatte, erfolgte die Einwanderung der Buche." Die Einwanderung der Buche würde also mit dem Auftreten von *Paralia sulcata* zu parallelisieren sein.

Es liegen einige Einordnungsversuche des Weber'schen Profils vor, die aber z. T. zu recht abweichenden Datierungen führen. Man kann Weber darin zustimmen, daß mit dem Einsetzen der Litorinatransgression eine Aufarbeitung gewisser oberflächlicher Moorpartien stattgefunden hat, daß also das Profil IV nicht lückenlos ist. Für diese Annahme spräche die geringe Frequenz der Kiefer, die in vielleicht zerstörten Schichten eine Vorherrschaft gezeigt hätte. Mit dem Auftreten des Eichenmischwaldes lassen nun Weber und Tidelski (S. 392) das Atlantikum beginnen (vgl. graphische Darstellung, S. 417); das würde der allgemein üblichen Datierung entsprechen. Damit wäre der Beginn des Atlantikums festgelegt und es hieße nun innerhalb des Meerlebertorfes einen weiteren Zeitpunkt zu fixieren. Als geeignet dafür würde sich das erste Erscheinen der makroskopischen Reste von *Fagus* eignen. Tidelski (S. 392) glaubt auf Grund seiner Untersuchungen wahrscheinlich machen zu können, daß die Buche „... erst eben vor der Bildung des Grenzhorizontes einwanderte, also erst in der fortgeschrittenen subborealen Periode." Danach müßten die Schichten des Weber'schen Profils von 9 m an aufwärts bereits der fortgeschrittenen subborealen Periode angehören und in den darunterliegenden Schichten wäre der subboreal-atlantische Kontakt zu suchen. Durch diese Datierung würde jedoch das Atlantikum auf einen sehr engen Raum zusammengepreßt werden und wenn das Erscheinen der Buchenpollen bereits der Subborealzeit zugerechnet werden sollte, dann würde auf das Atlantikum etwa 1 m des Profils (von 11,30 bis 12,40 m) entfallen. Dieser Datierung stehen, selbst wenn gewisse Schichten zwischen dem Scorpidiumtorf und dem Meerlebertorf der beginnenden Transgression zum Opfer gefallen sein sollten, einige Bedenken entgegen.

K. v. Bülow's (1931, S. 140 und „Gliederung und Übersicht des deutschen Alluviums") Stellungnahme zu dem Weber'schen Profil ist nicht ganz eindeutig. In seiner Tabelle wird der gesamte Meerlebertorf ins Atlantikum verlegt und im Text wird auseinandergesetzt, daß der Absatz mariner litorinazeitlicher Sedimente bis ins Subboreal anhielt. Diese Angaben vermitteln eine nur ziemlich unsichere Datierung.

Nach dem Pollenspektrum wäre der vorher erwähnte Kulturhorizont etwa mit den Schichten des Profils zu parallelisieren, die zwischen 12,00 und 12,50 m gelegen sind und das würde der allgemeinen Datierung entsprechen. Gams & Nordhagen (1923, S. 267) weisen die Wohnstätten an der Kieler Förde (Ellerbeker Kultur = ältere Kjökkenmöddinger [Aertebölle], vgl. dazu Andree, 1930, S. 8—11 und Weber & Mestorf, 1904) „... dem Übergang von der

borealen zur atlantischen Zeit, also der Zeit v o r dem Litorinamaximum ..." zu. Wir haben also das Litorinamaximum frühestens in den unteren Schichten des Meerlebertorfes zu suchen. Diese Festlegung entspricht den Diatomeenfunden und sie würde auch der allgemeinen Annahme, daß das Litorinamaximum ins Atlantikum fällt, nicht widersprechen. In diesen Schichten ist aber bereits die B u c h e mit ihren Pollen vertreten und wenig später erscheinen auch bereits makroskopische Reste. Die Einwanderung dieses Waldbaumes wäre also ins Atlantikum, seine stärkere Ausbreitung jedoch ins b e g i n n e n d e Subboreal zu verweisen.

Für das beschriebene Diagramm 2 aus den Schönberger Salzwiesen ergeben sich aus diesen Ausführungen einige Schlußfolgerungen. Schon vorher ist gesagt worden, daß der Meerlebertorf (Feindetritusgyttja) von 3,30—2,80 m mit der von Weber beschriebenen Bildung zu parallelisieren sei. Während bei Weber der Eichenmischwald in der ganzen Bildungszeit des Meerlebertorfes dominiert, zeigte sich in unserem Diagramm bereits eine rückläufige Eichenmischwaldkurve, die von der Erlenkurve geschnitten wird. Die Buche, die in den Grundproben schon vorhanden ist, zeigt keine besonders starke Zunahme im Meerlebertorf und beginnt erst nach dem schwachen *Pinus*maximum (19 %) bei 2,50 m stärker anzusteigen. Die ganze Eingliederung dieser Entwicklung hängt ab von der Stellung des Lebertorfes innerhalb der Litorinazeit. Ich möchte kaum annehmen, daß das Gesamtprofil sehr weit in das Atlantikum hinabreicht und es dürfte als zu gewagt erscheinen, einen bestimmten Punkt zu fixieren. Aus dem Auftreten von *Paralia sulcata* im Meerlebertorf ergibt sich jedoch die Folgerung, daß die Bildung dieser Gyttja kaum in die Schlußphase der Litorinasenkung mit stark absinkenden Salzgehaltswerten verlegt werden kann (Sauramo, 1929). Die ausgesprochen halische *Diatomee* würde in diesem Wasser keine guten Entwicklungsmöglichkeiten gefunden haben. Ferner weisen aber die gegenwärtige Höhenlage der Salzwiesen und die Stellung des Meerlebertorfes im Profil darauf hin, daß ein wesentliches Absinken des Bodens nach der Bildung des Lebertorfes nicht mehr stattgefunden hat. Die Bildung des Lebertorfes müßte also in einen frühen Abschnitt der Subborealzeit zu verlegen sein (vgl. Tabelle S. 94 u. 95 bei Gross, 1930) und der subboreal-subatlantische Kontakt würde dann mit dem starken Ansteigen der Buchenkurve (im oberen Teil des Schilf- und im unteren Teil des Seggentorfes) zusammenfallen.

Zur Zeitstellung der Bucheneinwanderung sei noch kurz auf die Untersuchungen von Jessen (1920) eingegangen. Die Buche ist in Dänemark während des letzten Abschnittes der Subborealzeit eingewandert und sie hat ihre stärkste Ausbreitung in der subatlantischen Periode gefunden (Jessen, 1920, S. 268). An der Oberkante subborealer Lagerserien erreicht die Buche 15 bzw. 36 % (Maglemose Profil I und Saekkedamm) und damit nähern sich die in Dänemark gefundenen Werte den für die Schönberger Salzwiesen — aus synchronen Horizonten — errechneten sehr stark. Bezieht man den Wanderweg dieses Waldbaumes in die Zeitstellung mit ein, dann ergibt sich ohne weiteres, daß das frühere Auftreten in unserem Untersuchungsgebiet durchaus gerechtfertigt erscheint. Die Auffassung Tidelski's, daß die Buche überhaupt erst kurz vor der Bildung des Grenzhorizontes in Holstein auftritt, findet in Weber's Untersuchungen keine Stütze und sie wird, wenn auch vielleicht nicht endgültig widerlegt, so doch durch die hier mitgeteilten Profile stark erschüttert sein.

Literatur:

ANDREE, JULIUS: Über die deutschen Benennungen eiszeitlicher Kulturstufen. — Nachrichtenbl. f. deutsche Vorgesch. **6**, 1, 1930.

VON BÜLOW, KURD: Marine Ablagerungen der Ostsee. — Im Handbuch d. vergleich. Stratigr. Deutschlands. Alluvium. Berlin 1931.

GAMS & NORDHAGEN: Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — Landeskundl. Forsch. **25**, München 1923.

GROSS, H.: Das Problem der nacheiszeitlichen Klima- u. Florenentwicklung in Nord- und Mitteleuropa. — Beitr. bot. Zentralbl. **47**, 1930.

Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Alluvium. Herausgegeb. v. d. Preuß. Geol. Landesanstalt durch J. Stoller unter Mitwirk. von K. v. Bülow und W. Dienemann. — Berlin 1931.

HESMER, HERBERT: Die Waldgeschichte der Nacheiszeit des nordwestdeutschen Berglandes auf Grund von pollenanalytischen Mooruntersuchungen. — Zeitschr. f. Forst- und Jagdwesen, 1928.

JESSEN, KNUD: Moseundersögelser i det norostlige Sjaelland. — Danm. geol. Unders. II, **34**, Köbenhavn 1920.

KOCH, HANNS: Paläobotanische Untersuchungen einiger Moore des Münsterlandes. — Beih. z. bot. Zentralbl. **46**, Abt. II, 1929.

KOPPE, FRITZ & KOLUMBE, ERICH: Über die rezente und subfossile Flora des Sandkatener Moores bei Plön. — Ber. deutsch. bot. Ges. **44**, 1926.

MARTENS, PAUL: Morphologie der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste. — Veröff. d. Schlesw.-Holst. Universitätsgesellschaft **7** (Schr. balt. Komm. Kiel **5**), 1927.

PETERS, K.: Wisch und Umgegend (nördliche Probstei). — Schönberg 1893.

SAURAMO, M.: The quaternary geology of Finland. — Bull. Comm. géol. Finl. **86**, 1929.

TIDELSKI, FRITZ: Untersuchungen über spät- und postglaziale Ablagerungen in Bekken der kuppigen Grundmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins. — Arch. Hydrob. **20**.

WEBER, C. A.: Über Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Förde. — Bot. Jb. System., Pflanzengesch. u. Pflanzengeogr. **35**, 1905.

WEBER, C. A. & MESTORF, J.: Wohnstätten der älteren neolithischen Periode in d. Kieler Föhrde. — **23**. Ber. schlesw.-holst. Mus. vaterl. Altertümer Univ. Kiel, 1904.

Druckfertig eingereicht am 27. Januar 1932.
„Imprimatur" erteilt am 13. Mai 1932.

Über einen Bohlweg im Stapeler Moor (Ostfriesland) und seine Stellung im Pollendiagramm

Von Erich Kolumbe in Elbing und Fritz Koppe in Bielefeld

(Mit 3 Abbildungen)

Das Stapeler Moor[1]), zwischen Leer und Varel gelegen (Abb. 1), gehört zu jenen großen Moorkomplexen Ostfrieslands, die bereits in starkem Maße durch die fortschreitenden Kultivierungsarbeiten in ihrem Aufbau und Habitus gestört sind. Vom Südwesten her beginnend hat man dieses Moor schon in seinen größten Teilen mit Entwässerungsgräben versehen, die zur Jümme, einem Nebenfluß der Ems, abwässern. In den Gebieten der Fehnkolonien ist die natürliche Oberfläche nicht mehr vorhanden und auch das folgend beschriebene

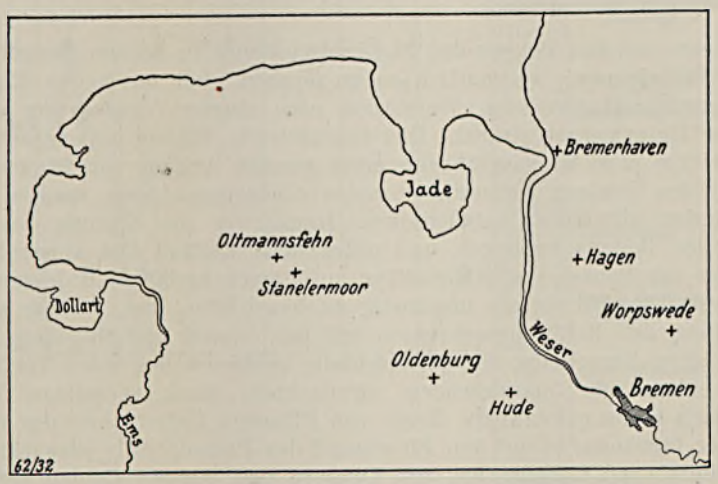


Abb. 1[1a]). Lageskizze der zitierten Untersuchungspunkte.

Profil gehört in ein Gebiet beginnender Kultivierung und Besiedlung hinein. Das Gesamtprofil erweist sich als nicht mehr intakt und es ist interessant, festzustellen, daß vom Zeitpunkt des Beginnes der Entwässerung an bis zur Inangriffnahme der Abtorfung mit dem Ziel der Kultivierung schon eine starke Verwitterung der oberflächlichen Torfschichten unter dem Einfluß der Atmo-

[1]) Die Verf. sind Herrn Akademiedirektor Professor Zylmann und Herrn Regierungsrat Schweizer (Aurich) für die Vermittlung der Proben zu großem Dank verpflichtet.

[1a]) Stanelermoor = Stapelermoor.

sphärilien und des mangelnden Torfwassers mit seinen Huminsäuren stattgefunden hat.

Die mehr oder weniger deutliche Zweigliederung der nordwestdeutschen Moore ist nicht zu beobachten. Es könnte vielleicht der Meinung Ausdruck gegeben werden, daß der jüngere Sphagnumtorf bis in tiefere Schichten hinab stark verwittert und daß im Bereich des Bohlweghorizontes der subboreal-subatlantische Kontakt zu suchen wäre. Selbst beim Einsetzen eines nicht zu kleinen Faktors für die Zusammensackung des jüngeren Sphagnumtorfes unter dem Einfluß der schnellen Entwässerung, bleibt doch die Mächtigkeit der über dem Bohlweg lagernden Moostorfschichten zu gering, um von der makroskopischen Beobachtung her bereits eine klare Gliederung des Profils vornehmen zu können. Die später zu besprechende Pollenanalyse liefert keine Stütze für diese Zeitstellung des Bohlweges.

Das Moor, mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 100 cm, ruht auf sandiger Unterlage. Unmittelbar über dem Sand liegt ein schwarzer, stark zersetzter, speckiger Torf, dessen Zusammensetzung und Struktur auf Rohhumusbildung hinweist. Auf unsere Nachfrage hin wurden die liegenden Schichten einer besonderen Untersuchung unterzogen und es ergab sich folgendes Profil:

0,00—0,25 cm humoser, eisenschüssiger Sand
0,25—0,60 cm harter Ortstein
0,60—0,90 cm sandiger Mergel
0,90— ? cm Sand.

Wir haben uns den Beginn der Moorentwicklung in diesem Gebiet mit sehr schwacher Reliefenergie vermutlich so zu denken, daß unter der Einwirkung einer rohhumusproduzierenden Vegetation eine starke Versauerung und Auslaugung des Unterbodens eintrat. Das einsickernde Wasser mit seinen Huminsäuren bewirkte eine Hinwegführung einer ganzen Anzahl von Mineralien, die im Bereich des jetzigen Ortsteinhorizontes niedergeschlagen wurden und die den Unterboden allmählich verdichteten. Damit war die Störung des Wasserhaushaltes des Bodens vollzogen und unter dem Einfluß des atmosphärischen Wassers, das nur Spuren von Nährstoffen aufnehmen konnte und dessen Kohlensäure-Sauerstoff-Verhältnis als ungünstig zu bezeichnen war, vollzog sich dann die Besiedlung der Rohhumusschichten mit den ersten torfbildenden Pflanzen. Die hochgradige Zersetzung der Pflanzenteile in diesen liegenden Torfschichten führte zu einem mit Quarzkörnern vermischten, stark zersetzten Torf, der makroskopisch kaum erkennbare Reste von Pflanzen lieferte und der durch die Sickerwässer farbändernd auf den Bleichsand des Podsolprofils einwirkte. Außer sicher bestimmbaren Gefäßresten von Gräsern und Seggen fanden sich Faserwurzeln, deren Zugehörigkeit zu *Ericaceen* vermutet wird. In 60—65 cm Tiefe wurden die ersten Spuren von *Eriophorum* beobachtet. Der mehr dunkelbraun gefärbte Sphagnumtorf mittlerer Zersetzung (10—50 cm) zeigte folgende Zusammensetzung: Rhizome und zusammenhängende größere Reste wenig vorhanden und nicht bestimmbar, in 40 cm ein *Eriophorum*fragment, Gräser und Seggen in allen Schichten. Die Moosreste verteilen sich ziemlich gleichmäßig, doch überwiegt bei 40—50 cm *Sphagnum imbricatum* bedeutend.

In 20 cm Tiefe *Sphagnum rufescens:* mehrfach Blätter.
In 30 cm Tiefe *Sphagnum rufescens:* spärlicher.
Sphagnum acutifolium: Blätter.
Sphagnum cymbifolium: Blätter.

In 40—50 cm Tiefe *Sphagnum imbricatum:* sehr zahlreiche Einzelblätter, häufig ganze Äste. *Sphagnum acutifolium:* desgl.
In den stark verwitterten oberen 10 cm des Profils wurden *Sphagnum cymbifolium* (sehr spärlich), *Sph. acutifolium* (Blätter) und *Sph. imbricatum* (Einzelblätter und mehrere Äste) beobachtet.

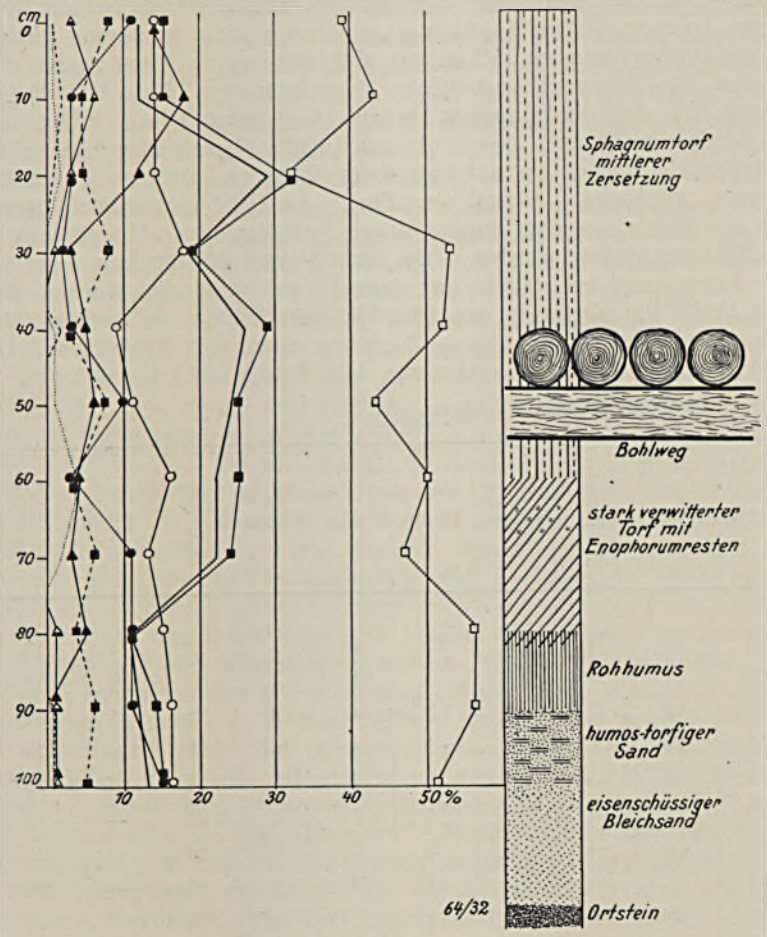


Abb. 2[1b]). Profil und Pollendiagramm des Stapeler Moores.

Im Pollendiagramm zeigt sich eine Dominanz der Erle durch das ganze Profil hindurch (vgl. Tabelle und Abb. 2). Der Eichenmischwald wurde in den liegenden Schichten mit 15 % errechnet und die Gesamtkurve hält sich in Werten zwischen 20 und 30 %. Beim Blick auf die Komponenten des Eichenmischwaldes ergibt sich, daß die Eiche in allen Schichten des Profils die höchsten Werte aufweist und daß Ulme und Linde nur mit geringen Prozent-

[1b]) Enophorumresten = Eriophorumresten.

ziffern vertreten sind. Die Lindenkurve erreicht als Maximalwert 2 % und der Verlauf der Kurve ist häufig unterbrochen. Einen etwas stärkeren Anteil können wir bei der Ulme beobachten, die in den Schichten zwischen 40 und 75 cm sogar Werte von 3 % aufweist. Die Hasel ist nur gering im Gesamtprofil vertreten und die Zahlen entsprechen durchaus der in diesem Zeitabschnitt zu erwartenden abklingenden Kurve. Für die Beurteilung des Gesamtprofils wichtig erscheint uns die Buchenkurve. Die Zeitstellung der Einwanderung dieses Baumes ist für Norddeutschland noch nicht genügend geklärt und, wie später dargelegt werden soll, zeigen sich auf engem Raum in den einzelnen beobachteten Profilen recht erhebliche Abweichungen. Mit dem Beginn der Moorbildung ist der Buchenpollen bereits vorhanden, doch halten sich die Werte in niedrigen Grenzen (1—6 %); erst in den oberen 20 cm macht sich ein etwas stärkeres Anziehen bis auf 18 % bemerkbar und damit überschneidet die Buchenkurve wenigstens einmal im Profil die Eichenmischwaldkurve. Wie weit sich die Werte aus den standörtlichen Verhältnissen ableiten lassen, kann leider nicht entschieden werden. Die Birken- und Kiefernkurve treten nicht besonders hervor und es braucht nur darauf hingewiesen zu werden, daß auch in diesem Profil die Kiefer in den Oberflächenschichten ein leichtes Ansteigen zeigt, das parallel geht mit einem Zurückweichen der Erlenkurve. Glatt zu trennende Perioden lassen sich also aus dem Profil nicht herauslesen.

Tabelle I

Tiefe in cm	Alnus	Betula	Carpinus	Fagus	Pinus	Salix	Ulmus	Quercus	Tilia	Eichenmischwald	Corylus
Oberfläche	39	14	3	14	11	5	1	12	1	14	8
10	43	14	6	18	3	1	1	12	2	15	4
20	32	14	3	12	3	4	2	29	1	32	4
30	53	18	1	3	2	4	—	19	—	19	8
40	52	9	—	5	3	2	1	26	2	29	3
50	43	11	—	6	10	5	1	24	—	25	7
60	50	16	—	4	3	2	3	22	—	25	3
70	47	13	—	3	11	2	2	22	—	24	6
80	56	15	1	5	11	1	—	11	—	11	4
90	56	16	1	1	11	1	1	12	1	14	6
100	51	16	1	1	16	—	1	13	1	15	5

Ein Vergleich unserer Pollenanalyse mit den aus anderen Mooren der Gegend vorliegenden Pollendiagrammen ergibt eine weitgehende Übereinstimmung. Die von Erdtmann (1924) untersuchten Moore weisen eine bedeutendere Mächtigkeit auf als das Stapeler Moor und die Gliederung der ganzen Diagramme wird infolgedessen bedeutend klarer. Schon aus der Eingliederungsmöglichkeit des Grenzhorizontes resultiert eine sicherere Beurteilung der ge-

samten Kurvenverlaufe. Die im Stapeler Moor aufgefundene Eichenmischwaldkurve stimmt gut mit der aus dem Grienwaldmoor (Erdtmann, 1924, S. 274) bekannt gewordenen überein. Der Eichenmischwald erreicht hier — in Übereinstimmung mit den maritim stark beeinflußten Gegenden in Schweden — erst in subatlantischen Schichten seine größte Pollenfrequenz (33 %). Im Stapeler Moor erreicht der Eichenmischwald in synchronen Horizonten eine Frequenz von 32 %. Die Buche erscheint in diesem Moor erst in subatlantischen Schichten und sie bleibt mit dem Maximalwert von 5 % weit hinter unserem Wert (18 %) zurück. Die aus dem Worpsweder Moor (Oberflächenprobe) gewonnenen Werte (1924, S. 274) entsprechen mit geringen Abweichungen unseren Analysen aus dem Stapeler Moor. Auffällig ist, daß auch hier die Buchenkurve in der Oberflächenprobe (18 %) wieder zurückgeht, nachdem sie in 80 cm Tiefe bereits einen Wert von 34 % erklommen hatte. — In diesem Zusammenhange muß auch noch kurz auf die Arbeit von Schröder (1930) hingewiesen werden, der auch einige Profile aus Worpsweder Mooren beschreibt. Die Erlen- und Eichenmischwaldkurven aus fast allen Profilen stimmen gut mit unseren Befunden überein. Wesentliche Abweichungen scheinen sich jedoch bei der Buchenkurve zu ergeben und wir schließen die folgenden Ausführungen besonders an das Pollendiagramm aus dem Tarmstedter Moor an. Der Verf. erklärt S. 22, daß man im Profil des Tarmstedter Moores kaum von einem älteren Moostorf reden könne und daß der liegende Bruchwaldtorf nur von einem etwa 25 cm mächtigen, hochmoorartigen Übergangsmoor bedeckt wird. Der jüngere Sphagnumtorf hat eine dunkle Färbung von „fast grenztorfartigem Aussehen". Die Buche tritt in einer Tiefe von 2,34 m zum ersten Male auf, verschwindet bei 2,08 m, um dann von 1,69 m an ununterbrochen durch das ganze Profil hindurchzuziehen. Der jüngere Sphagnumtorf wird mit seiner unteren Grenze bei etwa 1,25 m angesetzt; die Buchenkurve reicht also bis in mindestens als subboreal zu bezeichnende Schichten hinab. Diese Datierung des ersten Auftretens der Buche würde in keinem Widerspruch zu den übrigen Befunden Schröder's und Erdtmann's stehen (1928), die beide am Weyher Berg die Buche schon vor der Grenzhorizontzeit mit 17 % bzw. 21 % angeben. Es muß hier jedoch auf eine Unstimmigkeit hingewiesen werden, die beim Lesen des Abschnittes über den Grenzhorizont auffällt (S. 29). Schröder schreibt hier „Wohl sicher ins Atlantikum ist die bei den Profilen Seehausen, Tarmstedter Moor und Bergedorf vorhandene Vernässungszone zu stellen, wie der Erlenbruchwald ins Boreal gehört." Daraus würde sich ergeben, daß das vorher erwähnte, 25 cm mächtige, hochmoorartige Übergangsmoor — im Profil als Vernässungszone gezeichnet! — ins Atlantikum gehört und da der darunter liegende Bruchwald (von 2,00 m ab) als Boreal zu datieren ist, müßte das erste Auftreten der Buche (bei 2,34 m) bereits ins Boreal fallen. Ob diese frühe Datierung aufrecht erhalten werden kann, erscheint uns zweifelhaft[2]). Die Worpsweder Moore würden bei der Bestätigung dieser Analyse eine, worauf auch Schröder hinweist (S. 24), ausgezeichnete Zwischenstellung zwischen den Mooren Oldenburgs und Holsteins (vgl. Koppe & Kolumbe, 1926) einnehmen.

Aus dem Vergleich unseres Pollendiagramms mit den vorher kurz skizzierten Analysen kann eine Zeitstellung der Bildung des Stapeler Moores nicht mit

[2]) Unsere Stellungnahme zu der Datierung von Schröder wird durch die Angabe des Vorkommens von Buchenpolle durch Schmitz & Overbeck (1931, S. 111) im älteren Sphagnumtorf nicht berührt.

unbedingter Sicherheit abgeleitet werden. Schon die Bildungsgrundlage des Moores mit seinem Rohhumushorizont gestattet, weil uns der Ablauf der Humusablagerungen noch nicht genügend bekannt ist, keine Datierung. Nur der Ortstein im Liegenden läßt eine Ableitung der Bildungszeit zu und wir glauben nicht fehlzugehen, wenn wir die Podsolierung des Bodens ins Atlantikum verweisen. Das Klima dieser Periode war der Podsolierung günstig und dieser Ortsteinhorizont würde dann dem von ZOTZ (1930) aus bronzezeitlichen Hügelgräbern beschriebenen unteren Ortsteinband gleichzusetzen sein. Es könnte hier der Einwand gemacht werden, daß dieser Ortstein auch im Subatlantikum gebildet sein könnte und daß das Moorwachstum dann auf der Grundlage des verdichteten, wasserstauenden Bodens vor sich gegangen sei. Dieser Einwand hätte nur Gültigkeit, wenn die Bildungsgeschwindigkeit des Ortsteins bekannt wäre. Gerade in diesem Punkte gehen aber die Meinungen noch weit auseinander und da uns bei unseren umfangreichen Geländestudien in Podsolgebieten kein Fall einer schnellen Bildung bekannt geworden ist (vgl. auch O. TAMM,

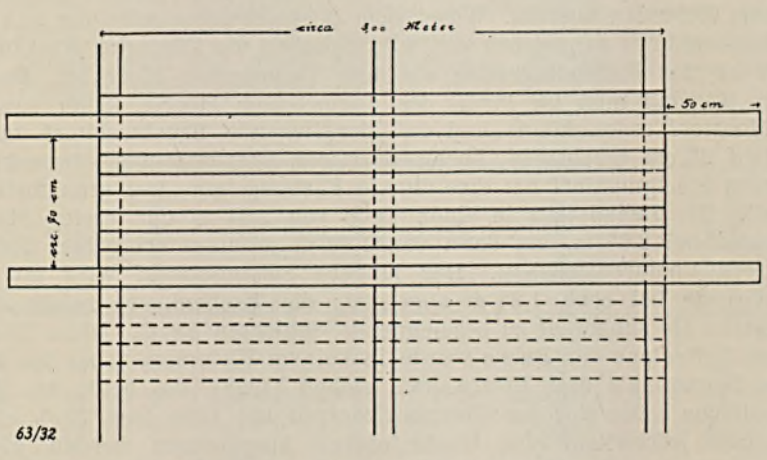


Abb. 3. Skizze der Bohlwegkonstruktion.

1920, S. 286), glauben wir berechtigt zu sein, die Bildung ins Atlantikum zu verlegen. Schichten, die als typisch subboreal anzusprechen wären, treten im Profil nicht auf und das gesamte Schichtpaket des stark und mittelstark verwitterten Torfes stellen wir ins Subatlantikum. Zu dieser Eingliederung berechtigt uns auch der Verlauf der Eichenmischwaldkurve, die in Übereinstimmung mit den vorher zitierten Untersuchungen von ERDTMANN und SCHRÖDER Gipfelpunkte in diesem Abschnitt erklimmt.

Eine weitere Möglichkeit der Eingliederung ist durch den Bohlweg gegeben. Der im Aufschluß des Moores zu beobachtende Bohlweg ist ungefähr 3 m breit (vgl. Abb. 3) und die eng gelegten Querhölzer ruhen auf drei Reihen von Langhölzern. In Abständen von etwa 70 cm stehen die Querhölzer nach beiden Seiten um etwa 50 cm über. Das Holz scheint mit der Axt bearbeitet zu sein und nach den uns vorliegenden Holzproben hat man Kiefer- und Birkenholz zur Herstellung des Bohlweges verwandt. Nach der ganzen Anlage und Konstruktion weicht dieser Bohlweg nicht wesentlich ab von den Moorbrücken,

die von Prejawa (1896), Conwentz (1897), Wolff und Stoller (1907) aus demselben oder aus anderen Gebieten beschrieben worden sind. Die zeitliche Eingliederung dieser Bohlwege machte früher gewisse Schwierigkeiten und Falschdeutungen waren die Folge. Von vornherein war es uns klar, daß die Lage des Bohlweges im Profil des Stapeler Moores keine Beziehungen zum Austrocknungshorizont des bronzezeitlichen Grenztorfes hatte, und unsere Vermutung wurde durch Herrn Dr. Schmitz (den Bearbeiter der Emsmoore) bestätigt, der nach der Prüfung des Pollenspektrums im Bereich des Bohlweges mitteilte, daß er bei seinen noch unpublizierten Untersuchungen ein derartiges Spektrum bisher immer erst in nachbronzezeitlichen Schichten, also immer erst im jüngeren Sphagnumtorf, und zwar meist in der Mitte des jüngeren Moostorfes, erhalten hat[3]). Damit steht das Alter des Bohlweges als einer nachbronzezeitlichen Erscheinung (vgl. auch das Pollendiagramm) fest und es ist für unsere Ziele nebensächlich, ob dieser Weg seine Entstehung den Römern oder einer einheimischen Bevölkerung verdankt.

Für die Gliederung des Moorprofils ist die Entscheidung der Frage wichtig, ob der jüngere Sphagnumtorf während seines Wachstums Unterbrechungen erfahren hat und ob nach dem bronzezeitlichen Grenzhorizont weitere Austrocknungshorizonte zu verzeichnen sind, die mit der Errichtung von Bohlwegen in nachbronzezeitlichen Perioden parallel gehen. Gams & Nordhagen (1923, S. 205, 269, 306) haben einige Fälle zusammengestellt, die darauf hindeuten, doch lassen neuere Untersuchungen (vgl. Gross, 1930, S. 77) die Stichhaltigkeit dieser Annahme als zweifelhaft erscheinen. Auch im Bohlweghorizont im Stapeler Moor konnten wir keine Anzeichen für eine Trockenperiode auffinden.

Zusammengefaßt ergibt sich also: das Stapeler Moor ist in dem untersuchten Teil auf der Grundlage einer Bodenvernässung durch Ortsteinbildung entstanden. Das Pollendiagramm zeigt das Vorherrschen der Erle und einen im mittleren Abschnitt gut ausgebildeten Eichenmischwaldgipfel. Die Buchenkurve geht durch das ganze Profil hindurch; sie weist jedoch bedeutendere Werte erst in den jüngsten Schichten auf. Der im jüngeren Sphagnumtorf mittlerer Zersetzung gelegene Bohlweg ist nachbronzezeitlichen Alters. Anzeichen für eine Trockenperiode während der Anlage des Bohlweges konnten nicht aufgedeckt werden.

---

[3]) Kurz nach der Einreichung dieser Untersuchung zum Druck erschien die ausgezeichnete Arbeit von Overbeck & Schmitz (1931). Die Verf. haben einige Bohrungen (XXII, S. 106—112) in der Nähe des Bohlwegfundpunktes (bei Oltmannsfehn) niedergebracht und dabei eine Tiefe des Moores von 5,15 m festgestellt. Als Ausgangspunkt der Torfbildung wird auch von Overbeck & Schmitz eine Versumpfung des Bodens angenommen, die nur geringfügige Bruchwaldbildungen hervorrief. Der jüngere Sphagnumtorf, der uns im Zusammenhang mit unserer Fragestellung besonders interessiert, erreicht eine Mächtigkeit von 170 cm. Vergleicht man die Pollendiagramme, dann ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung. Bei Overbeck & Schmitz dominiert auch die Erlenkurve im ganzen Profil und die Eichenmischwaldkurve ist in ihrem Verlauf an die Erlenkurve gebunden. Die Verf. verzeichnen in 0,85 cm Tiefe eine Überschneidung der Erlen- und Eichenmischwaldkurve (29,3 und 32 %); dem entspricht in unserem Profil eine prozentuale Gleichstellung von 32 % in 0,20 m Tiefe. Etwas abweichend verhalten sich die Birken- und Haselkurven. Während in unserem Profil die Birkenkurve mit geringen Prozenten über der Haselkurve liegt, zeigt sich bei Overbeck & Schmitz ein umgekehrtes Verhältnis. Diese Erscheinung dürfte aber durch rein lokale Beeinflussung zu erklären sein (vgl. S. 110). Nach der Vergleichung der Oberflächenproben möchten wir ergänzend zu unseren bisherigen Ausführungen über den Aufbau des Profils erklären, daß wahrscheinlich eine Abtorfung der Oberfläche in unserem Profil vorliegt.

Literatur:

Conwentz, H.: Die Moorbrücken im Tal der Sorge. — Abhdl. Landesk. Prov. Westpreußen, **10**, 1897.

Erdtman, G.: Pollenstatistische Untersuchung einiger Moore in Oldenburg und Hannover. — Geol. Fören i Stockholm Förhandl. **46**, 1924.

—: Studien über die postarktische Geschichte der nordwesteuropäischen Wälder. II. Untersuchungen in Nordwestdeutschland. — Ebenda, **50**, 1928.

Gams & Nordhagen: Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — Landesk. Forsch. geogr. Ges. München, **25**, 1923.

Koppe, F. & Kolumbe, E.: Über die rezente und subfossile Flora des Sandkatener Moores bei Plön. — Ber. deutsch. bot. Ges., **44**, 1926.

Gross, H.: Das Problem der nacheiszeitlichen Klima- und Florenentwicklung in Nord- und Mitteleuropa. — Beih. bot. Zentralbl. **47**, Abt. II, 1930.

Overbeck, F. & Schmitz, H.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. I. Das Gebiet von der Niederweser bis zur unteren Ems. — Mitt. Provinzialst. Naturdenkmalpflege Hannover, **3**, 1931.

Prejawa, H.: Die Ergebnisse der Bohlweguntersuchungen in dem Grenzmoor zwischen Oldenburg und Preußen in Mellinghausen im Kreise Sullingen. — Mitt. Ver. Gesch. u. Landesk. Osnabrück (Hist. Ver.), **21**, 1896.

Schröder, D.: Pollenanalytische Untersuchungen in den Worpsweder Mooren. Ein Beitrag zur postglazialen Wald- und Klimaentwicklung Nordwestdeutschlands, insbesondere zur Grenzhorizontfrage. — Abh. naturw. Ver. Bremen, **28**, 1, 1930.

Tamm, O.: Markstudier i det nordsvenska barrskogsomradet. Bodenstudien in der nordschwedischen Nadelwaldregion. — Medd. fran Statens Skogsförsöksanstalt, **17**, Nr. 3, 1920.

Wolff & Stoller: Über einen vorgeschichtlichen Bohlweg im Wittmoor (Holstein) und seine Altersbeziehungen zum Moorprofil. — Dies. Jb. **25**, 1907.

Zotz, L. F.: Der Aufbau bronzezeitlicher Grabhügel, ein Kriterium zur Altersbestimmung des Ortsteins und zur Rekonstruktion vorgeschichtlicher Vegetation in NW-Deutschland. — Mitt. flor.-soz. Arbeitsgem. Niedersachsen, **2**, 1930.

Druckfertig eingereicht am 27. Januar 1932.
„Imprimatur“ am 13. Mai 1932.

Neue Beiträge zur Geologie des Siegerlandes und Westerwaldes

III. Die Siegburg-Wildberger Beckenfazies und die Strandverschiebungen des Siegener Meeres

Von Heinrich Quiring, Berlin

(Mit 4 Textabbildungen)

Vier paläontologisch bedeutsame Entdeckungen sind in den letzten Jahren im Bereich der Siegener Schichten des Rheinischen Gebirges gemacht worden:

1. die Auffindung der Wahnbachflora und -fauna mit Fischen und Gigantostraken durch W. Elberskirch, 1929,
2. die Auffindung der Crassicosta-Zone und der Seifener Fauna in Aheschiefern bei Monschau am Hohen Venn durch W. Wunstorf, 1930,
3. die Feststellung einer Longlier-Fauna mit Herzynformen im Rauhflaser von Augustental—Neuwied durch G. Dahmer, 1931,
4. die Auffindung von Fischen und Gigantostraken in *Rensselaeria crassicosta*-führenden Gesteinen bei Overath durch W. Schriel, 1931.

Diese Beobachtungen haben unsere Kenntnis der Siegener Fauna und ihrer Beziehungen zu anderen Bildungen, dem Old Red des Nordens und der kalkig-pelagischen Fazies des Unterdevons, dem „Herzyn", beträchtlich gefördert.

Die Entdeckungen Elberskirch's und Schriel's haben die Aufmerksamkeit vor allem auf das Siegburg-Bensberger Gebiet mit seinen wichtigen Bleizinkerzgruben gelenkt, das schon einmal, zur Zeit der Forschungen Denckmann's, Fliegel's und Zeleny's im Vordergrunde des Interesses stand. Damals gelang es Denckmann durch die Auffindung der *Rensselaeria crassicosta* Koch im Tal der Agger und Sülz bei Overath, Wahlscheid und Altenrath für den größten Teil der unterdevonischen Gesteine das Siegener Alter festzulegen. Nur kurze Zeit wurde diese Auffassung durch Steinmann (1929) erschüttert, der die von Elberskirch aufgefundenen Schichten im Wahntal bei Seligenthal und Wiescheid dem Gedinne zurechnen wollte. Die Auffindung der *Rensselaeria crassicosta* im Wahntal westlich von Wiescheid durch Schriel hat einwandfrei das Siegener Alter der „Wahnbachschichten" Steinmann's ergeben.

Die Siegburg-Wildberger Beckenfazies

Es ist eine merkwürdige Tatsache, daß es bisher in dem großen Bensberg-Siegburger Bezirk noch niemals[1]) gelungen ist, eine der artenreichen Faunen aufzufinden, die im Siegerlande die Spezialgliederung der mächtigen Schichtenfolge ermöglicht haben. Nur so ist es zu erklären, daß Denckmann und auch

[1]) Die von Schriel (1931, S. 470) namhaft gemachten Spiriferen und Gastropoden stammen nicht aus dem Siegburg-Bensberger Bezirk, sondern von Unkelsmühle (Bl. Weyerbusch). Der Fundpunkt ist dem hemipelagischen Bezirk zuzuweisen und liegt in Rudersdorfer Schiefern.

STEINMANN im Bensberg-Siegburger Unterdevon etwas anderes gesehen haben als die brachiopodenreichen Gesteine der Umgebung von Siegen, Herdorf, Seifen, Neuwied. In der Tat besteht ein wesentlicher Unterschied. Wir haben offenbar zwei Faziesbezirke vor uns. Die beistehende Karte gibt ihre ungefähre Lage wieder. Ich möchte sie als die litorale Siegburg-Wildberger Fazies und die hemipelagische Herdorf-Gilsbacher Fazies des Obersiegen bezeichnen.

In dem um den Siegener Hauptsattel gelagerten Herdorf-Gilsbacher Faziesbezirk finden wir in den Sedimenten nirgends eindeutige Anzeichen für Strandnähe. Die Weichtierfauna ist sehr vielseitig. Nach der Individuenzahl überwiegen die Brachiopoden. Nur lagenweise oder vereinzelt (vgl. die Tabelle auf S. 434) treten ausgesprochene Seichtwasserformen, z. B. „hornschalige" Brachiopoden *(Lingula, Discina)* und Fische auf[2]). Die vorkommenden Pflanzen sind nur selten bestimmbar, meist sind sie in „Häcksellagen" zusammengeschwemmt.

Völlig davon verschieden ist die Nordwestfazies, die Fazies von Siegburg—Wildberg. Sie ist nicht auf den Bezirk von Overath, Wahlscheid und Siegburg beschränkt, sondern begleitet den ganzen Nordteil des Siegerlandes von Wenden über Wildberg und Odenspiel (Bl. Eckenhagen), Lichtenberg, Holpe (Bl. Morsbach), Helten, Rommen (Bl. Waldbröl), Guttmannseichen (Bl. Ruppichteroth).

Die Gesteine unterscheiden sich von den Siegener Schichten des engeren Siegerlandes dadurch, daß den Quarzit- und Tonschieferlagen mehr oder weniger mächtige Bänke arkosiger Grauwacken mit Feldspatgehalt eingelagert sind. Auch „Geröll"-reiche Lagen[3]) und brekziöse Schichten treten auf. DENCKMANN hat (1906) den vorwiegend aus Sandstein und Quarzit bestehenden und ihm zuerst bei Wildberg und Odenspiel bekanntgewordenen Gesteinszug als Wildberger bzw. Odenspieler Grauwacke bezeichnet. Die Wildberger Grauwacke stellte DENCKMANN ins Gedinne, die Odenspieler Grauwacke ins Siegen. Die Identität beider Schichtenglieder hat W. E. SCHMIDT nachgewiesen. Das Siegener Alter der Wildberger Grauwacke ergab sich (W. E. SCHMIDT, 1925, S. 87) aus dem Fund von *Rensselaeria crassicosta* auf dem Löhkopf bei Ottfingen (Bl. Wenden). Weiterhin hat sich *Rensselaeria crassicosta* am Westerberge bei Wenden, an der Wildberger Hütte, bei Heidbberg, Nosbach (Bl. Eckenhagen), bei Morsbach, im Westerttale (Bl. Waldbröl) und bei Bourangel a. Sieg gefunden. Da SCHMIDT in der Odenspieler Grauwacke am Westerberge bei Wenden eine der *Rensselaeria strigiceps* nahestehende, feinrippige *Rensselaeria* beobachtete, stellte er den Wildberg-Odenspieler Grauwackenzug in die Herdorfer Schichten. Er hob besonders hervor, daß dieser Grauwackenzug mit seinen nördlichen Begleitschichten bei Saßmicke und Hespert (Bl. Eckenhagen) von Koblenzschichten (Rimmertschichten) überlagert werde,

---

[2]) Panzerfische sind u. a. im Aheschiefer (Feindlers Stbr. und Alchetal bei Siegen, am Staader Tunnel und Siegwehrsteinbr. bei Niederhövels, „an den Drieschen" bei Herdorf, im Eisenbahneinschnitt bei Niederdielfen, bei Wassenach a. Laacher See und Unkel a. Rhein), in Herdorfer Schichten (Nordwestl. des Tiefenrother Tunnels, in Bahneinschnitt Anzhausen, in der Grube Carlshoffnung b. Altenseelbach, auf Bl. Freudenberg (W. E. SCHMIDT), bei Hamm a. Sieg, an der Karlsquelle (DAHMER) bei Oberbieber-Neuwied, bei Lückenbach i. Eifel), in Gilsbacher Schichten (Irmgarteichen, Sophienstollen am Bautenberg) gefunden worden. Stets sind Seichtwassertiere und Pflanzen benachbart.

[3]) W. E. SCHMIDT hat 1925 S. 99 darauf hingewiesen, daß eine an Eisenkarbonat reiche konglomeratische Lage *Renss. crassicosta* enthält. Ähnliche „Konglomeratbänke" findet man im Westerttale bei Rommen (Bl. Morsbach).

so daß es sich offenbar um ein sehr junges Glied der Siegener Schichten handele. Wichtig ist ferner SCHMIDT's Feststellung, daß nordwestlich Gerlingen (Bl. Wenden), Saßmicke und Hespert die Gesteine durchweg nach NW einfallen, daß also eine Überschiebung der Siegener Schichten auf die Rimmertschichten nicht vorhanden sei. Ähnliche Beobachtungen haben BREDDIN (1922) und HENKE gemacht.

Die Fauna der Wildberg-Odenspieler Grauwacke ist arm. Bisher haben sich nur an zwei Punkten Brachiopoden gefunden, die auf ein tieferes Wasser hindeuten: bei Heidberg und bei Ober-Nädringen (Bl. Eckenhagen) *Spirifer*

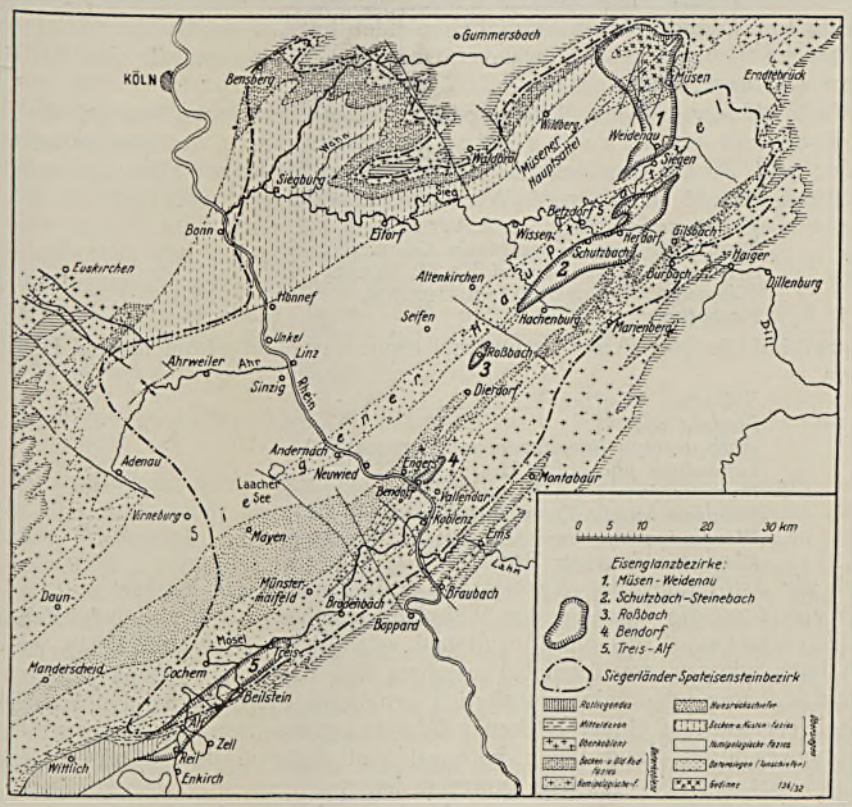


Abb. 1. Das Unterdevon im Bereich des Siegerländer Spateisenstein- und Eisenglanzbezirks.

primaevus, bei Heidberg zusammen mit *Actinodesma obsoletum*. Vereinzelte Tentaculiten hat neben *Rensselaeria crassicosta* und *strigiceps*, *Murchisonia* cf. *losseni* KAYS. ein Steinbruch im Westerttale westlich von Rommen (Bl. Waldbröl) geliefert. Hier scheint eine Verzahnung der Siegburg-Wildberger Beckenfazies und der hemipelagischen Herdorf-Gilsbacher Fazies vorzuliegen. Alle übrigen Fundpunkte in der Wildberg-Odenspieler Grauwacke enthalten neben einzelnen Zweischalern (*Actinodesma obsoletum* GOLDF. am Westerberge von Wenden nach SCHMIDT, 1925, S. 86) und der Seichtwasserform *Rensselaeria crassicosta* nur Fische und Pflanzenreste, wie sie der Küstenfazies des Siegburg-

Wildberger Bezirks eigen sind. *Pteraspis dunensis* tritt bei Altenhof (Bl. Wenden), Hillmicke (Bl. Eckenhagen) und Helten (Bl. Waldbröl) auf. Bei den letzten beiden Fundpunkten läßt sich, da die Blätter noch nicht kartiert sind, nicht mit Sicherheit sagen, ob sie der Wildberg-Odenspieler Grauwacke oder den darüberliegenden und dem Oberen Unterdevon angehörenden Wallerhauser Schichten angehören.

Bestimmbare Gefäßpflanzenreste *(Thursophyton vahlbergianum* KR. & WEYL. und *? Drepanophycus spinaeformis* GOEPP.) haben sich, zusammen mit *Rensselaeria crassicosta* KOCH bei Rothemühle (Bl. Eckenhagen) gefunden. Da CARPENTIER (1927) *Thursophyton vahlbergianum* aus dem Taunusquarzit (Grès d'Anor) von Mondrepuis a. Aisne abgebildet hat, so erhält die Gleichsetzung Wildberger Grauwacke — Gilsbacher Quarzit — Taunusquarzit eine floristische Stütze (QUIRING, 1931).

Noch stärker als die Wildberg-Odenspieler Grauwacke erweist die Flora und Fauna der Wahnbachschichten STEINMANN's, daß die Sedimente im Norden und Nordwesten des Siegerlandes einer besonderen Fazies angehören. Die Flora besteht (KRÄUSEL & WEYLAND, 1930) aus

Taeniocrada dubia KR. & WEYL.
Drepanophycus spinaeformis GÖPP.
Sciadophyton steinmanni KR. & WEYL.
Climaciophyton trifoliatum STEINM.
Pachytheca sp.

SCHRIEL hat die von ELBERSKIRCH und STEINMANN aufgefundene und bestimmte Fauna

Spirorbis pusillus MART.
Lingula sp.
Anthracomya infradevonica STEINMANN[4]).
Leperditia phaseolus HIS.
Primitia jonesi DE KON.
Bunodes lunula EICHW.
Pterygotus anglicus AGASSIZ
Pteraspis dunensis ROEM.

durch die Auffindung der *Rensselaeria crassicosta* KOCH ergänzt.

Wenn auch die Deutung der Wahnbachschichten als Gedinne-zeitliches Old Red (STEINMANN, 1929) ein für allemal erledigt ist (QUIRING, 1931), so bleibt doch nach wie vor die Tatsache bestehen, daß in den Wahnbachschichten eine Fauna und vor allem eine vorzüglich erhaltene Flora vorhanden ist, die nur im Seichtwasser, in einem Becken gelebt und gewachsen ist, das vom Siegener Hauptmeer durch Landzungen getrennt und dadurch dem starken Gezeitenwechsel des Meeres entzogen gewesen ist.

Ob die schon von DENCKMANN durch Auffindung der *Rensselaeria crassicosta* als Siegener Schichten erkannten Gesteine von Overath, Wahlscheid und Altenrath den Wahnbachschichten im Alter gleichstehen, mag unerörtert bleiben. Die von ZEILENY, 1912, S. 21, erwähnte Pflanzenführung bei Siegburg und Seelscheid, ferner die von SCHRIEL bei Overath, Wahlscheid und Ingersauel aufgefundenen Fische *(Cephalaspis, Pteraspis, Drepanaspis, Acanthaspis)* mögen, wenn sie bestimmt sind, einmal einen Anhaltspunkt geben. Zunächst kann nur als sicher gelten, daß auch die Schichten von Wahlscheid und Overath zur Siegburg-Wildberger Beckenfazies gehören. Keine Formen tieferen Wassers (Spiriferen, Strophomeniden, Crinoiden) hat man bisher bei Overath und Wahlscheid aufgefunden.

[4]) = *Modiolopsis ekpempousa* FUCHS (nach SCHRIEL).

Vom Siegburger Bezirk nach SW setzt sich die Siegburg-Wildberger Fazies über Oberpleis, Ittenbach, Königswinter, Godesberg fort. Hier haben sich auf den Blättern Bonn, Königswinter und Godesberg nur Pflanzenreste und Zweischaler (*Modiomorpha praecedens* Beush. auf Bl. Godesberg) gefunden. Ob die Effelsberger Schichten Ebert's mit dem wichtigen Panzerfischfundpunkt Wald noch zum Siegburg-Wildberger Fazies oder nicht vielmehr zum Old Red zu stellen sind, ist noch nicht geklärt.

Daß die arkosigen Grauwacken und Tongesteine der Siegburg-Wildberger Fazies nicht im offenen Meere mit Gezeitenwechsel, sondern in einem geschlossenen Meeresbecken abgelagert worden sind, ergibt sich

1. aus der vorzüglichen Erhaltung der Pflanzen des Wahntales und auch von Wildberg—Rothemühle,
2. aus der Verarmung der marinen Weichtierfauna gegenüber der reichen Unterdevon-Fauna des engeren Siegerlandes, des Westerwaldes und Mittelrheingebietes,
3. aus dem Reichtum an Fischen und Gigantostraken.

Die dürftige Brachiopoden- und Zweischalerfauna von Siegburg—Wildberg ist eine noch marine aber bei sinkendem Salzgehalt langsam ärmer werdende Reliktenfauna. Die nahen Beziehungen der Fische und Gigantostraken zu den Old Red-Formen erklären sich dann von selbst. Das Siegburg-Wildberger Faziesgebiet stellt den Übergang dar von der rein marinen Siegener (Herdorf-Gilsbacher) Fazies zur Old Red-Landfazies des Nordens.

Die stratigraphische Stellung der Siegburg-Wildberger Beckenfazies

Sehr schwierig ist die zeitliche Einordnung der Siegburg-Wildberger Beckenfazies in die Siegener Schichtenfolge. Denckmann hat 1906 die Gesteine von Overath, Wahlscheid und Siegburg ebenso wie die Odenspieler Grauwacke als tiefstes Glied der Siegenstufe aufgefaßt und als „Tiefe Siegener Schichten" bezeichnet. W. E. Schmidt hat 1925 demgegenüber die Odenspieler und Wildberger Grauwacke den Herdorfer Schichten gleichgestellt, sie damit dem Obersiegen zugeteilt. Endlich habe ich 1931 auf Grund der Flora die Wildberg-Odenspieler Grauwacke als die Küstenfazies (Beckenfazies) des obersten Siegener Schichtengliedes, des Gilsbacher Quarzits aufgefaßt. Daß die Schichten von Overath, Wahlscheid und Altenrath mit *Rensselaeria crassicosta* ebenfalls als oberste Siegener Schichten aufzufassen sind, habe ich vermerkt. Die Wahnbachschichten stehen den übrigen Schichten der Beckenfazies zwar im Alter nahe, doch ist schon oben gesagt worden, daß diese Frage noch nicht vollständig spruchreif ist.

Die bereits hervorgehobene lagenweise Verzahnung der Siegburg-Wildberger Beckenfazies mit der hemipelagischen Herdorf-Gilsbacher Fazies ergibt sich aus den zahlreichen Seichtwassereinschlägen (Pflanzen, Fischen und hornschaligen Brachiopoden), die auch im hemipelagischen Bezirk vereinzelt und schichtweise auftreten. Wenn die allgemein sehr hohe stratigraphische Stellung der Beckenfazies nicht wegen ihrer Einschaltung in die Schichtenfolge (Schmidt, 1925, Quiring, 1931) feststände, könnte man versucht sein, auch tiefere Seichtwassersedimente der Siegener Schichten, z. B. die Crassicostazone des Aheschiefers oder die Sphenotuszone der Hengsbach-Schichten (Tonschieferhorizont), als Ablagerungen der ins engere Siegerland vorgestoßenen

Gliederung		Litorale Siegburg-Wildberger Beckenfazies		Hemipelagische Fazies im Siegerland und am Mittelrhein	
		Schichten	Wicht. Fossilfundpunkte	Schichten	Wichtige Fossilfundpunkte
Gilsbach		Wildberg-Odenspieler Grauwacke z. T., Wahnbach-Sch., Wahlscheider Sch. m. Seichtwasserfauna (Lingula, Rensselaerien, Fischen, Gigantostraken) u. Pflanzen	Rothemühle, Hillmicke, Morsbach, Helten, Wiescheid, Seligenthal, Altenrath, Wahlscheid, Overath	Gilsbacher Quarzit und Schiefer, Reiche Brachiopodenfauna. Seichtwassertiere (Rensselaeria crass., Fische) u. Pflanzen vereinzelt od. lagenweise	Ziegenberg b. Rudersdorf (Bl.-Siegen), Bautenberg, Walkersdorfer Berg, Nördl. Daaden, Igelshahn, Biersdorf (Bl. Betzdorf) Rommen (Bl. Waldbröl)
Herdorf	Rudersdorf			Rudersdorfer Schiefer und Sandstein. Reiche Brachiopodenfauna. Seichtwassertiere und Pflanzen lagenweise	Salchendorf, Rudersdorf, Elkersberg b. Wilnsdorf, Tiefenrother Tunnel (Bl. Siegen), Rassberg (Bl. Burbach) Unkelsmühle (Bl. Weyerbusch)
	Anzhausen			Anzhaus. Schief. u. Sandst. Reiche Brachiopodenfauna. Seichtwassertiere (Renss. crass., Fische) u. Pflanzen lagenweise.	Anzhausen (Bahneinschnitt u. Dynamitfabrik), Rinsdorf, Altenseelbach, Hellerberg (Bl. Burbach), Hamm (Bl. Weyerbusch)?
	Feuersbach			Feuersbacher Quarzit und Sandstein. Reiche Brachiopodenfauna. Außer Renss. crass. keine Seichtwassertiere u. Pflanzen	Feuersbach, Flammersbach, Oberdielfen, Rinsdorf (Bl. Siegen), Hachenburger Höhe, Höhwegskopf (Bl. Betzdorf), Grube Jakobskrone (Bl. Freudenberg). Dasberg (Bl. Morsbach) Bruchertseifen (Bl. Wissen).
	Ahe			Aheschiefer m. Obersdorfer Sandstein. Reiche Herdorfer Brachiopodenfauna. Seichtwassertiere (Renss. crass. Fische u. Gigontostraken) u. Pflanzen lagenweise, insbesondere in der Crassicosta-Zone	e) Habornfauna: d) Obersdorfer Fauna: Wellersberg, Obersdorf, Bösenberg, Pfannenberg (Bl. Siegen), Grube Kunst, Grube Wolf, Käusersteimel (Bl. Betzdorf), Krunkel (Bl. Dierdorf). c) Seifener Fauna: Grube Ahe, Grimberg (Bl. Siegen), Niederndorf, Freusburg, (Bl. Freudenberg), Dasberg (Bl. Morsbach), Mühlberg, Wissen, Helmeroth (Bl. Wissen), Seifen, Epgert (Bl. Waldbreitbach), Hammerstein (Bl. Neuwied), Unkel a. Rh., Menzenberg b. Honnef, Bunte Kuh b. Walporzheim. b) Crassicosta-Zone: Feindlers-Stbr., Alchetal (Bl. Siegen), Freusburger Mühle, Kircherhütte, Scheuerfeld (Bl. Freudenbg.) Astert (Bl. Hachenbg.), Wassenach (Bl. Burgbrohl). a) Tropidoleptus-Bank: Sassenroth (Bl. Betzdorf), Südl. Freusburg (Bl. Feudenberg) Grube Georg (Bl. Dierdorf)
Rauhflaser				c) Grenzwacke, b) Gensbergschiefer mit reicher Brachiopodenfauna. Keine Seichtwassertiere — auch Renss. crassicosta fehlt — u. Pflanzen. Hercyn-Einschläge. a) Crinoiden- u. Spiriferenbänke.	Gensberg-Fauna: Volnsberg, Eisern, Grube Arbacher Einigkeit (Bl. Siegen), Herdorf, Grube Falkenberg b. Schutzbach (Bl. Betzdorf), Augustenthal (Bl. Neuwied)
Tonschiefer				Brüderbund-Schiefer und Sandstein mit spärlicher Brachiopodenfauna	Grube Eiserner Union bei Eisern Leimbachtal b. Siegen (Renssel. crassicosta)
				Hamberg-Schiefer	Keine Fauna
				Hengsbach Sandstein und Tonschiefer: b) Crinoidenzone m. spärlicher Brachiopodenfauna	b) Crinoidenzone: Gruben Pützhorn b. Siegen, Alter Flußberg, Gilberg u. Siegelstein bei Eiserfeld, Apfelbaumerzug bei Brachbach, Jagdhaus Hengsbach, Bhf. Eiserfeld, Irlewald
				Hengsbach Sandstein und Tonschiefer: a) Sphenotus-Zone mit Seichtwassertieren u. Pflanzen	a) Sphenotus-Zone: Leimbachtal b. Siegen, Hundsberg u. Kleff b. Eiserfeld, Betzdorf
				Mudersbach-Schiefer	Keine Fauna

Gliederung des Siegen im Siegerlande und am Mittelrhein

Beckenfazies betrachten (vgl. die Tabelle auf S. 434). Um so mehr, als z. B. gerade die Sphenotuszone des Siegener Tonschieferhorizonts (Fundpunkte: Leimbachtal bei Siegen, Kleff bei Eiserfeld, Immerhäuser Stollen bei Eiserfeld, Steinbruch südlich von Betzdorf) neben dünnschaligen Zweischalern, *Rensselaeria crassicosta* und Pflanzenresten überhaupt keine Formen enthält, die auf tieferes Wasser hindeuten. Gegen eine Gleichsetzung Beckenfazies—Tonschieferhorizont sprechen aber folgende Gründe:

1. handelt es sich bei den Pflanzen der Sphenotuszone ausschließlich um *Taeniocrada decheniana* Goepp., während die Flora der Siegburg-Wildberger Beckenfazies diese Pflanze nicht, dagegen mehrere andere enthält,
2. setzen die Tonschieferschichten nicht nur auf dem Nordflügel, sondern auch auf dem Südflügel des Siegener Hauptsattels unter den Rauhflaser und Aheschiefer mit der Seifener Fauna nieder, wie sich aus den Aufschlüssen tiefreichender Gruben, z. B. Storch und Schöneberg, Ver. Wilhelmine bei Wehbach, Petersbach bei Eichelhardt ergeben hat. Dagegen sind die Siegburg-Wildberger Gesteine als über den Rauhflasern bzw. Aheschiefern liegend erkannt (W. E. Schmidt, 1925, Schriel, 1931),
3. ist durch die Verteilung der Eisenstein- und Erzvorkommen im Siegerland (Quiring, 1924 und 1929) die Sattelstellung des im allgemeinen sterilen, nur für Kobalterze und Schwefelkies fertilen Tonschieferhorizonts bestätigt. Alle übrigen Siegener Schichten mit Einschluß der Beckenfazies liegen auf den Flanken.

Das Problem der Wallerhauser Schichten

Im Norden des Siegerlandes schiebt sich zwischen die Gesteine der Beckenfazies (Wildberg-Odenspieler Grauwacke) und die Oberkoblenzschichten (Rimmertschichten) eine eigenartige Schichtenfolge ein. Sie ist auf Blatt Eckenhagen von W. E. Schmidt zwischen Saßmicke und Hespert beobachtet und von mir auf Blatt Morsbach im Jahre 1929 bei Übersichtsbegehungen festgestellt worden. Nach Übereinkunft mit Herrn W. E. Schmidt habe ich die Gesteine nach dem Orte Wallerhausen (Bl. Morsbach) benannt. Sie bestehen aus grünlich-oliv verwitternden, sandigen Tonschiefern, die mit plattigen und bankigen, grünlich verwitternden, meist arkosigen Grauwackensandsteinen wechsellagern. Stellenweise sind die Schiefer gebleicht und rotgefärbt. Auch Sphärosideritlagen kommen vor. Dunkler, ebenschiefriger Tonschiefer von Hunsrückschiefer-Charakter nimmt die untere Hälfte der Wallerhauser Schichten ein. Er tritt südlich von Wallershausen zutage und überlagert bei Rolshagen unmittelbar die Wildberg-Odenspieler Grauwacke, die hier vorwiegend quarzitisch ausgebildet ist.

Die Wallerhauser Schichten streichen von Gerningen über Zielenbach, Wallerhausen (Bl. Morsbach), Berghausen, Schnörringen, Helten, Spurkenbach (Bl. Waldbröl) nach Ennenbach südlich von Ruppichteroth. Hier umziehen die Wallerhauser Schichten den aus Oberkoblenz und Mitteldevon bestehenden Graben von Ruppichteroth—Schönenbach, so daß sie bei Bölkum, nördlich von Ruppichteroth, wieder erscheinen.

Sehr bemerkenswert für die Wallerhauser Schichten ist ihre überaus große Fossilarmut. Wenn von dem Panzerfischfund bei Helten (Bl. Waldbröl) abgesehen wird, von dem es nicht feststeht, ob er der Wildberg-Odenspieler Grauwacke oder den Wallerhauser Schichten zuzuweisen ist, so bleibt nur ein

Pflanzenfund übrig, den ich in einem kleinen Steinbruch südlich von Stein am Wege von Ruppichteroth nach Ifang (Bl. Ruppichteroth) 1931 gemacht habe.

Schwierig ist die Beurteilung der stratigraphischen Stellung der Wallerhauser Schichten. Da sie von den obersten Siegener Schichten (Wildberg-Odenspieler Grauwacke — Gilsbacher Quarzit) unterlagert und überall auf den Blättern Morsbach, Waldbröl und Ruppichteroth von Koblenzquarzit (Rimmertquarzit) in typischer Beschaffenheit überlagert werden, so kann es sich nur um ein Äquivalent des Hunsrückschiefers oder des Unterkoblenz handeln. Ob beide Stufen oder nur eine von beiden von den Wallerhauser Schichten vertreten werden, läßt sich leider nicht sagen.

Ich habe bereits an anderer Stelle darauf hingewiesen (1931, S. 634), daß die von DENCKMANN und ZELENY ins Gedinne gestellten Gesteine von Bensberg, Heiligenhaus und Ehreshoven (Bl. Overath und Engelkirchen) ebenfalls eine deutliche stratigraphische Einschaltung zwischen Obersten Siegener Schichten (bei Overath) und dem Koblenzquarzit von Immekeppel und Herken zeigen. Der Gedanke liegt also sehr nahe, sie den Wallerhauser Schichten gleichzustellen. SCHRIEL ist zwar meiner Auffassung von einem Hunsrückschiefer-Unterkoblenz-Alter der Gesteine von Bensberg, Heiligenhaus und Ehreshoven entgegengetreten. Er glaubt, auch für diese Gesteine ein Siegener Alter annehmen zu müssen. Ob mit Recht, wird die weitere Untersuchung ergeben. Jedenfalls ist es aber auch im Bensberg-Ehreshovener Bezirk bisher noch nicht gelungen, in den dortigen bunten Tongesteinen und arkosigen Grauwacken eine marine Fauna zu finden. Es ist daher verständlich, wenn ich diese Gesteine im Liegenden des Koblenzquarzits als Old Red aufgefaßt habe (1931, S. 634). Dementsprechend wären auch die Wallerhauser Schichten als Old Red zu betrachten.

Bestätigt wird diese Auffassung durch die Feststellungen WUNSTORF's bei Reifferscheid in der Eifel. Er hat hier versteinerungsarme, lagenweise rötliche Tongesteine und Grauwacken aufgefunden. Sie gleichen sehr den Wallerhauser Schichten und den Gesteinen von Bensberg—Ehreshoven. Wie diese werden sie unmittelbar vom Koblenzquarzit überlagert. Es kann kein Zweifel bestehen, daß es sich um Old Red handelt. Ihre stratigraphische Stellung ist in der Eifel insofern geklärter, als sie das tiefere Unterkoblenz mit reicher Fauna überlagern. Es ist daher wahrscheinlich, daß auch die Wallerhauser Schichten und die Bensberg-Ehreshovener Old-Red-Gesteine nicht das ganze Hunsrück- und Unterkoblenz vertreten, sondern nur ein limnisches Äquivalent des Oberen Unterkoblenz darstellen.

Am Beiselskopf und bei Eichen-Queckenberg (Bl. Altenahr) hat EBERT fossilarme Tonschiefer gefunden. Sie entsprechen möglicherweise den Wallerhauser Schichten.

Am Nordrand des Siegerlandes, im Bergischen Lande und in der Nordeifel schiebt sich demnach durchgängig zwischen die Beckenfazies der Obersten Siegener Schichten bzw. das tiefere Unterkoblenz und den Koblenzquarzit eine nichtmarine Schichtenfolge von jüngerem Unterkoblenzalter ein.

Paläogeographie des Siegener Meeres

Vom Rheinischen Schiefergebirge abgesehen, gibt es in Deutschland nirgends Siegener Schichten. Sie fehlen beispielsweise im Sauerland im Bereich des aus Gedinne aufgebauten und von Jüngerem Unterdevon bedeckten Remscheider und Herscheider Sattels (FUCHS, 1921, W. E. SCHMIDT, 1919), ferner

im Harz, in Thüringen, im Schwarzwald, im Alpen- und Sudetengebiet[5]). Die Frage, ob die faziell abweichend ausgebildete Erbsloch-Grauwacke und ein Teil des mitteldeutschen und böhmischen Herzyns Siegener Alter besitzen (Drevermann, 1915) ist noch nicht spruchreif. Daß ein Teil der Siegener Schichten, namentlich der Gensbergschiefer des Rauhflasers, örtlich kalkig ist und Herzynformen enthält, ist neuerdings von Dahmer (1931) festgestellt worden.

Beistehende Tabelle läßt erkennen, daß nur die zur Herdorfer Zeit abgelagerten Sedimente in allen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, vom Venn bis zum Taunus und Hunsrück, auftreten, wo überhaupt Siegener Schichten

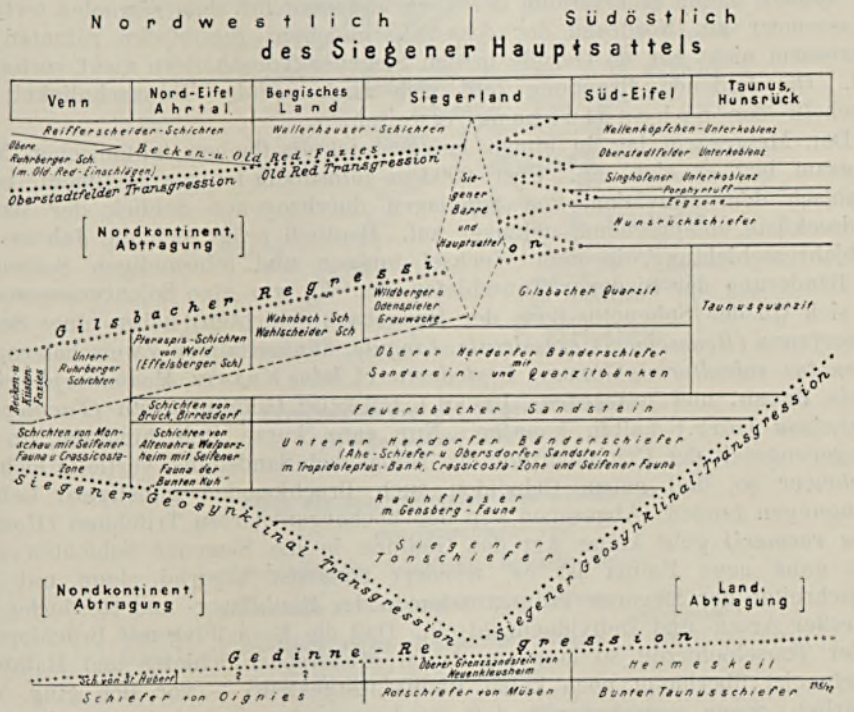


Abb. 2. Sedimentation, Trans- und Regressionen in der Siegener Meeresbucht zur Siegen-, Hunsrück- und Unterkoblenzzeit.

entwickelt sind. Alle anderen Schichtenglieder sind in ihrer Verbreitung mehr oder weniger eingeengt. Diese Einengung ist durch zwei bedeutende Meeresregressionen hervorgerufen, die Gedinne-Regression und die Gilsbacher Regression.

Das der Siegen-Zeit vorausgegangene Gedinnemeer hatte eine Ausdehnung, die weit über den Raum des Herdorfer Meeres hinausging. Dementsprechend sind Gedinne-Sedimente, so gering ihre Mächtigkeit gegenüber

[5]) Die Fauna von Würbenthal im Altvatergebirge, die bisher (Frech, Leth. pal. Bd. 2, S. 147) in das Singhofener Unterkoblenz gestellt wurde, ist neuerdings durch Auffindung einiger Siegener Arten ergänzt worden. Auf der böhmischen Seite stehen demnach Siegener Schichten (Gilsbacher Quarzit, Taunusquarzit) an.

den Siegener Schichten auch ist, in allen Teilen des Rheinischen Gebirges als Unterlage des Mittleren und Jüngeren Unterdevons bekannt. Auch die von den quartären Vulkanen der Eifel ausgeworfenen Tuffe enthalten nicht selten neben Bruckstücken des tieferen kristallinen Untergrundes Splitter des Gedinne-Schiefers.

In der Hermeskeilzeit, der Ablagerungszeit der Quarzite von St. Hubert, ist das weite Gedinnemeer trockengelegt worden (Gedinne-Regression).

Zu Beginn der Siegenzeit (Tonschieferzeit) drang in das Gedinne-Land das Meer wieder ein (Siegener Transgression). Nicht in breiter Front. Nur ein 50—90 km breiter Meeresarm bedeckte das Land etwa dort, wo im Zuge des heutigen Siegener Hauptsattels zwischen Siegen und Manderscheid eine langgestreckte Geosynklinale einsank (vgl. beistehende Skizze). Wir können diesen Meeresraum der Tonschieferzeit mit dem schmalen tertiären Molassemeer am Nordrand der Alpen vergleichen. Steilküsten rahmten den Meeresarm nicht ein, da Gerölle in den Siegener Tonschiefern nicht vorhanden sind. Die fehlende Brandung läßt sich auch an der Dünnschaligkeit der Muscheln der Sphenotuszone erweisen.

Der Meeresarm lag in einem langgestreckten flachen tektonischen Trog. Langsam bog er sich ein. Über 2000 m feinsandig-toniges Sediment, petrographisch dem alluvialen, von Sandlagen durchzogenen Schlick der flachen Nordseeküste entsprechend, nahm er auf. Deutlich prägt sich die Jahres- und Halbjahresschichtung, in dem Wechsel tonigen und feinsandigen Sediments, der Bänderung der Siegener Tonschiefer aus. Es war eine Seichtwassersee, in der sich (in der Sphenotus-Zone der Hengsbach-Schichten) neben einer Seichtwasserfauna (*Rensselaeria crassicosta, Lingula*, dünnschaligen Zweischalern, wie *Sphenotus soleniformis* GOLDF., *Leptodomus* cf. *latus* KRANTZ, *Modiomorpha siegenensis* BEUSH. und *praecedens* BEUSH.) zeitweise Gefäßpflanzen (*Taeniocrada decheniana* GÖPP.) halten konnten. Nur ganz kurze Zeit hindurch, in der Ablagerungszeit der Crinoidenzone des Hengsbach-Sandsteins, vertiefte sich das Flachmeer so, daß neben Crinoiden auch Brachiopoden günstigere Lebensbedingungen fanden. Abgesehen von den hochorganisierten Trilobiten (*Homalonotus roemeri*) geht keine Art des Gedinne in die Siegener Schichten über. Eine ganz neue Fauna ist es, wandert zunächst zögernd, dann mit dem Fortschreiten der Siegener Transgression in der Rauhflaser- und Herdorfer Zeit in großer Arten- und Individuenzahl ein. Daß die Besiedlung mit Brachiopoden in der Tonschieferzeit so langsam — im Mudersbach-Schiefer und Hamberg-Schiefer ist überhaupt noch keine Fauna festgestellt — vor sich ging, wird erklärlich, wenn man bedenkt, daß die Larven der artikulaten Brachiopoden nicht mit einem Mund versehen sind. Sie müssen sich innerhalb von 12 Tagen anheften. Die Verbreitung konnte daher nicht über das offene Meer hinweg, sondern nur entlang den Küsten und Untiefen erfolgen.

Während der Hengsbacher und Rauhflaser-Zeit wurde lagen- und bankweise Sand sedimentiert. Dennoch behielten die feinsandig-tonigen Sedimente, die immer wieder die Sandlagen ablösten, das Übergewicht.

In der Rauhflaser- und Herdorfer Zeit weitete sich der Meeresarm aus. Das Rauhflasermeer drang in den Ardennen (Quartzophyllades von Longlier) weiter vor. Gleichzeitig begann am Mittelrhein und im Siegerland das Meer sich zu vertiefen. Schon in der von der Tonschiefer-Sedimentation zur Rauhflaser-Sedimentation überleitenden Brüderbund-Zone waren neben Seichtwassertieren, z. B. *Rensselaeria crassicosta*, dünnschaligen Muscheln und Pflanzen, Crinoiden und einzelne Spiriferen eingewandert. In der Rauhflaserzeit



Abb. 3.

herrschen uneingeschränkt die Crinoiden und die tieferes Wasser liebenden, artikulaten Brachiopoden. *Rensselaeria crassicosta* ist noch nirgends in Rauhflaser-Schichten gefunden worden. Auch Fische und Pflanzen fehlen. Für eine Vertiefung und ein Kalkigwerden des Wassers sprechen vor allem die Faunen von Schutzbach, Neuwied—Augustenthal und Longlier (Dahmer, 1931) mit ihren Herzyn-Einschlägen (*Leptaena bouei* Barrande, *Spirifer hercyniae* Gieb., *Strophostylus naticoides* A. Roem.). Die Vertiefung der Siegener Meeresbucht in der Rauhflaserzeit ging nicht über 300 m hinaus, da Tiefseeformen jeder Art, namentlich Goniatiten, unbekannt sind.

Auch in der Herdorfer Zeit behält die Siegener Bucht bei weiterschreitender Transgression annähernd ihre Trichterform bei. Das Herdorfer Meer dringt in der Ahezeit am heutigen Venn nach W, in der Feuersbacher Zeit in den Taunus nach S vor. Aheschiefer haben sich außer am Hohen Venn (WUNSTORF, 1931) in Belgien bei St. Michel (Beclard) gefunden. Der nordwestlichste Punkt scheint Looe in England zu sein, wo sich *Dalmanella personata* Z. & W., *Stropheodonta gigas* M'COY und *Orthothetes ingens* (DREVERMANN, 1904, S. 286) gefunden haben.

Die Herkunft der bedeutenden Sedimentmengen, die sich in der Siegener Meeresbucht ablagerten, gleichlaufend mit der Einsenkung des Meeresbodens, ist aus der Trichterform der Bucht zu erschließen. Die Trichterspitze lag die ganze Siegener Zeit hindurch im NNO, der Richtung der Geosynklinalachse entsprechend. Die geosynklinale Einbiegung dürfte sich auf dem Lande fortgesetzt haben. Im NNO wird demnach auch die Mündung des Stromes gelegen haben. Er führte von der aus kristallinen Gesteinen aufgebauten russischen Tafel der Siegener Bucht die Sedimente zu.

Die Ausweitung des Siegener Meeresraums in der Ahezeit verstärkte die Ansiedlung arten- und individuenreicher Faunen. Den in der Rauhflaserzeit im Siegerlande fast allein herrschenden Brachiopoden und Crinoiden gesellten sich in der Herdorfer Zeit zahlreiche Muscheln, Schnecken, Trilobiten und Fische hinzu. Die Einwanderung der neuen Arten erfolgte aus westlicher und südlicher Richtung. Dies ergibt sich nicht nur aus der Form der Herdorfer Meeresbucht, deren Öffnung zum Ozean in SW gelegen haben muß. Auch der Vergleich der Rauhflaserfauna von Neuwied—Augustenthal mit den gleichaltrigen Faunen des Siegerlandes zeigt, daß der Zweischalerreichtum schon in der Rauhflaserzeit im SW wesentlich größer war als im NO. Endlich deutet das Auftreten von Herzynformen bei Neuwied auf eine Lage des Ozeans im SW hin. Sie kommen in den Quartzophyllades von Longlier in Belgien vor, fehlen aber noch in den Rauhflasern des Siegerlandes.

Daß die Herdorfer Meeresbucht eine Flachsee war und zeitweise fast verlandete, lassen neben den Fischen und inartikulaten Brachiopoden die Gefäßpflanzen erkennen, die namentlich in der Crassicosta-Zone des Aheschiefers (Feindlers Steinbruch und Alchetal bei Siegen, Wassenach a. Laacher See) häufig sind. Auch die Schnecken- und Beyrichienhorizonte der Oberen Herdorfer Schichten (Anzhauser und Rudersdorfer Schiefer) sind ausgesprochene Flachseeablagerungen.

Ungeachtet der weiten Wanderungen steht die Fauna der gesamten Siegenstufe im Zeichen der „Kontinuität". Der Flachmeercharakter, der nach der Tonschieferzeit weniger rasche Wechsel zwischen tonigem und sandigem Sediment, die Kalkarmut der Gesteine, die nur für die kurze Zeit der Gensberg-Rauhflaser etwas nachgelassen hat, das Fehlen magmatogener Sedimente und untermeerischer Exhalationen hat die Lebensbedingungen, die Umwelt stetig gestaltet. Artändernde Diskontimuitäten fehlen. Infolgedessen sind Mutabilität und Variabilität der Lebewesen sehr gering. Eine Umprägung der einzelnen Arten ist so gut wie nicht erkennbar. Da die Pflanzen einer Umweltänderung geringeren Widerstand entgegensetzen als die Tiere, so ist es ein Zeugnis für die Kontinuität der Umwelt, daß *Taeniocrada decheniana* GOEPP. vom Tonschieferhorizont bis zum Herdorfer Horizont zeitweise immer wieder auftritt. Die Kalkarmut der Siegener Schichten — die Gensbergschiefer bilden hier eine Ausnahme — hielt ferner jede Lebensform zurück, die auf kalkiges Sedi-

ment oder kalkhaltiges Wasser angewiesen war. So sind im Siegen noch nie die sonst im Unterdevon nicht seltene *Atrypa reticularis* Linn. und *Strophomena rhomboidalis* Wahl. gefunden worden.

Die Temperatur des Siegener Meeres war tropisch. Von den Brachiopodengattungen leben die Linguliden und Discinen noch heute. Beide können eine geringere Wassertemperatur als 20° nur kurze Zeit ertragen. Eine mittlere Wasserwärme von 24 bis 28° sagt ihnen besonders zu. Diese Temperatur wird daher das Siegener Meer besessen haben.

Trotz der großen Ausweitung der Herdorfer Meeresbucht blieb das Sauerland nach wie vor Land. Es gehörte seit der Gedinneregression zum Old-Red-Nordkontinent. Inwieweit in der Siegener Zeit den Nordkontinent die großen Brackwasser- und Süßwasserseen bedeckten, wie in der Unterkoblenzzeit (s. u.) wissen wir nicht. Es ist bisher nicht gelungen, die Lower-Old-Red-Ablagerungen des Nordens, mit den marinen Siegener Schichten zu parallelisieren.

Die späte Herdorfer und die Gilsbacher Zeit engen das Meer wieder ein. Die Verlandung (Gilsbacher Regression beginnt im NW. Langsam schiebt sich die Küste, die nach und nach SSW—NNO-Verlauf annimmt, nach SO auf das Siegerland vor. Die Sedimente werden zunehmend sandig, bauen die Wahlscheider und Overather Gesteine, die Wildberg-Odenspieler Grauwacke,

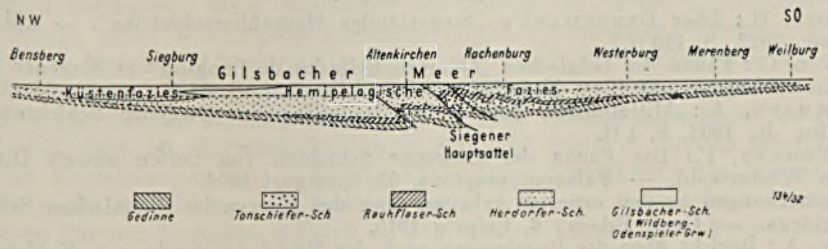


Abb. 4. Gilsbacher Stadium der Siegener Meeresbucht.

weiterhin den Gilsbacher Quarzit und den Taunusquarzit auf. Nach und nach werden das Venn, das Bensberger Gebiet, das Siegerland an den Nordkontinent angeschlossen.

Zum ersten Male in der Siegener Zeit bilden sich scharfgetrennte Faziesbezirke heraus. Die Siegburg-Wildberger Küsten- und Beckenfazies steht der noch hemipelagisch bleibenden Herdorf-Gilsbacher Fazies gegenüber. Im Küstenbezirk, der offenbar durch eine Landzunge vom Hauptmeer getrennt ist, halten sich nur noch Seichtwasserformen. Zurück bleibt eine Reliktenfauna. Sie setzt sich nur aus ganz wenigen artikulaten Brachiopoden, insonderheit Rensselaerien zusammen. Aber auch die Zweischaler sind bis auf die Modiomorphen selten. Als Vorboten des Old-Red-Landes erscheinen im Küstenbezirk Gefäßpflanzen von teilweise wunderbarer Erhaltung, Gigantostraken und Fische *(Pteraspis, Cephalaspis, Drepanaspis, Acanthaspis)*.

Die Seichtwasserformen stoßen zwar auch in den hemipelagischen Bezirk um Siegen, Herdorf und Gilsbach, ins Mittelrheingebiet und die heutige Eifel vor, sie bleiben aber auf einzelne Bänke (Fischschichten, Crassicosta-Zonen) beschränkt.

Die Gilsbacher Regression rückt noch weiter nach SO. Zum erstenmal in der Siegener Zeit führen die Gesteine Gerölle. Nicht nur im Norden im Bereich der Wildberger und Odenspieler Grauwacke, sondern auch südöstlich von

Siegen. Die Gerölle bestehen durchweg aus Siegener Gesteinen. Sie entstammen als Brandungsgerölle Steilküsten, die während der 1. präsideritischen (Sigambrischen) Faltungsphase im Zuge des Siegener Hauptsattels dem Meere entstiegen.

Das der Gilsbacher Zeit folgende Hunsrückmeer greift nicht mehr auf das nördliche Siegerland, das Bergische Land, die nördliche Eifel und das Venn über. Als unübersteigbare Landbarre stellt sich ihm der Zug des in der Sigambrischen Faltung entstandenen Siegener Hauptsattels entgegen.

Erst die Oberstadtfelder Transgression bringt zu Beginn des Unterkoblenz in der Eifel das Meer zurück. Im Ausgang der Unterkoblenzzeit greift von N her auch die südliche Old-Red-See auf den Meeresraum bzw. die Siegener Barre über. Die bunten Tongesteine und arkosigen Reifferscheider und Wallerhauser Schichten transgredieren über das marine Unterkoblenz und die schon lange trockenliegende Siegburg-Wildberger Beckenfazies des Obersiegen.

Als letzte Transgression der Unterdevonzeit folgt die Rimmert- (Oberkoblenz-) Transgression. Es ist eine „Bruchzonen-Transgression", die alle älteren Schichten im Rheinischen Gebirge überflutet.

Literatur:

BREDDIN, H.: Über DENCKMANN's „Siegerländer Hauptüberschiebung". — Cbl. Min. usw. 1922, S. 115 ff.

DAHMER, G.: Fauna der belgischen „Quartzophyllades de Longlier" in Siegener Rauhflaserschichten auf Blatt Neuwied. — Dies. Jb. 1931, S. 86 ff.

DENCKMANN, A.: Mitteilungen über eine Gliederung der Siegener Schichten. — Dies. Jb. 1906, S. 1 ff.

DREVERMANN, F.: Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit Dierdorf im Westerwald. — Palaeontographica, 50, Stuttgart 1904.

—: Bemerkungen zu den neueren Arbeiten über das Herzyn im Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rdsch., 6, Leipzig 1915.

EBERT, A.: Bericht über die Begehungen nach der Hauptversammlung in Koblenz. — Z. deutsch. geol. Ges., 82, Berlin 1930, S. 669.

FUCHS, A.: Über die Beziehungen des sauerländischen Faciesgebietes zur belgischen Nord- und Südfacies und ihre Bedeutung für das Alter der Verseschichten. — Dies. Jb. 1921, S. 839 ff.

KRÄUSEL, R. & WEYLAND, H.: Die Flora des deutschen Unterdevons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 131, Berlin 1930.

QUIRING, H.: Antiklinale Erzmäntel im Siegerland. — Glückauf 1928, S. 519 ff.

—: Die stratigraphische Stellung der Unterdevonflora KRÄUSEL's und WEYLAND's. — — Cbl. Min. usw. 1931, S. 625 ff.

RAUFF, H.: Erl. zu den Blättern Bonn und Godesberg der Geol. Spezialkarte von Pr. Berlin 1923.

SCHMIDT, W. E.: Die Fauna der Siegener Schichten der Umgebung von Siegen. — Dies. Jb. 1907, S. 429 ff.

—: Zur Stratigraphie der Siegener Schichten des Siegerlandes und des Sauerlandes. — Dies. Jb. 1925, S. 85 ff.

—: Erl. zu den Blättern Wenden und Freudenberg d. Geol. Spezialkarte von Pr. Berlin 1930.

SCHRIEL, W.: Vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Stellung der Wahnbachschichten und der Bensberger Schichten des Bergischen Landes. — Dies. Jb. 1931, S. 470/471.

STEINMANN, G. & ELBERSKIRCH: Neue bemerkenswerte Funde im ältesten Unterdevon des Wahnbachtales bei Siegburg. — Sber. naturh. Ver. preuß. Rheinl., 1929.

WUNSTORF, W.: Die Siegener Schichten bei Monschau. — Dies. Jb. 1931, S. 251 ff.

—: Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels. — Sber. preuß. geol. L.-A. 1931, S. 157 ff.

ZELENY, v.: Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt und seine Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgängen. — Arch. Lagerst.-Forsch., 7, 1912.

Wallrücken (Oser) in der Umgebung von Lübeck

Von Paul Range, Berlin

Hierzu Tafel 21 und 2 Abbildungen

Wallrücken (Oser) sind im Diluvium Norddeutschlands keine seltene Erscheinung. In den letzten Jahrzehnten ist bei den geologischen Aufnahmen des norddeutschen Tieflandes eine große Zahl derselben beobachtet und zum Teil beschrieben worden oder wenigstens auf den geologischen Übersichtskarten eingezeichnet. Eine Zusammenstellung der Literatur darüber findet sich in diesem Jahrbuch, sie reicht bis zum Jahre 1920 (Klautzsch, 1921, S. 365/7). Auch über die Entstehung der Oser herrscht im allgemeinen Einigkeit unter den norddeutschen Geologen. Man bezeichnet als solche auf weite Erstreckung sich fortsetzende, einer bestimmten Richtung folgende, wallartige Rücken, die aus Sand, Kies und Geröll-Material bestehen, das durch Schichtung und Abrollung der Gerölle seinen Ursprung aus fließendem Wasser erkennen läßt. Die häufig Dämmen gleichenden Rücken zeigen nur geringe Höhenunterschiede im Längsprofil und sind im Kartenbilde einem Flußlauf ähnlich; häufig besitzen sie seitliche Verästelungen, die man als Neben-Oser bezeichnet. Sie werden jetzt allgemein als Ausfüllung von Spalten am Grunde des Inlandeises vorwiegend von toten Partien desselben erklärt. In den Spalten flossen unter Druck stehende Schmelzwässer, welche die neben jedem Wallrücken befindlichen Vertiefungen, die Os-Gräben, ausfurchten. Diese sind also die eigentlichen Flußbetten der subglazialen Rinnen, während die Wallrücken etwa den Sandbänken eines normalen Flusses entsprechen. Von dem Gerinne eines Oberflächenflusses unterscheidet aber die Druckwasserströme eben dieser Druck, unter dem sich das Wasser beim Fließen befand, der zu viel stärkerer Transportmöglichkeit und auch gelegentlicher Aufwärtsbewegung des strömenden Wassers Gelegenheit bot. Die Erklärung gilt wenigstens für die häufigeren, typisch ausgebildeten Oser Norddeutschlands, die als Aufschüttungs-Oser bezeichnet werden. Es mag dabei nicht unerwähnt bleiben, daß die in Skandinavien beobachteten Oser zum Teil später eine andere Entwicklung gehabt haben, weil hier das Inlandeis unmittelbar an das Yoldiameer grenzte und sie dann unter Wasser gerieten, während die Oser Norddeutschlands nach dem Abschmelzen des Eises nur noch subaczischer Verwitterung ausgesetzt waren. Auch in der Umgebung von Lübeck tritt eine Reihe von Osern auf, die zum Teil schon bekanntgemacht sind. So hat Bärtling (1905, S. 15—25) den Neuenkirchener Os beschrieben. Dieser ist ein etwa 20 km langer, ziemlich rein nordsüdlich streichender, oft unterbrochener Wallrücken, der sich vom Neuenkirchener See bis an die Ratzeburg-Hagenower Eisenbahn bei Bantin erstreckt. Weniger deutlich ist der Wallrücken bei Ahrensburg und Meiendorf, den Wolff in den Erläuterungen zu Blatt Ahrensburg (S. 12, 13) erwähnt hat. Dieser Wallrücken liegt außerhalb der beigegebenen Übersichtskarte. Er ist, da sein Kiesmaterial für Bauten benötigt

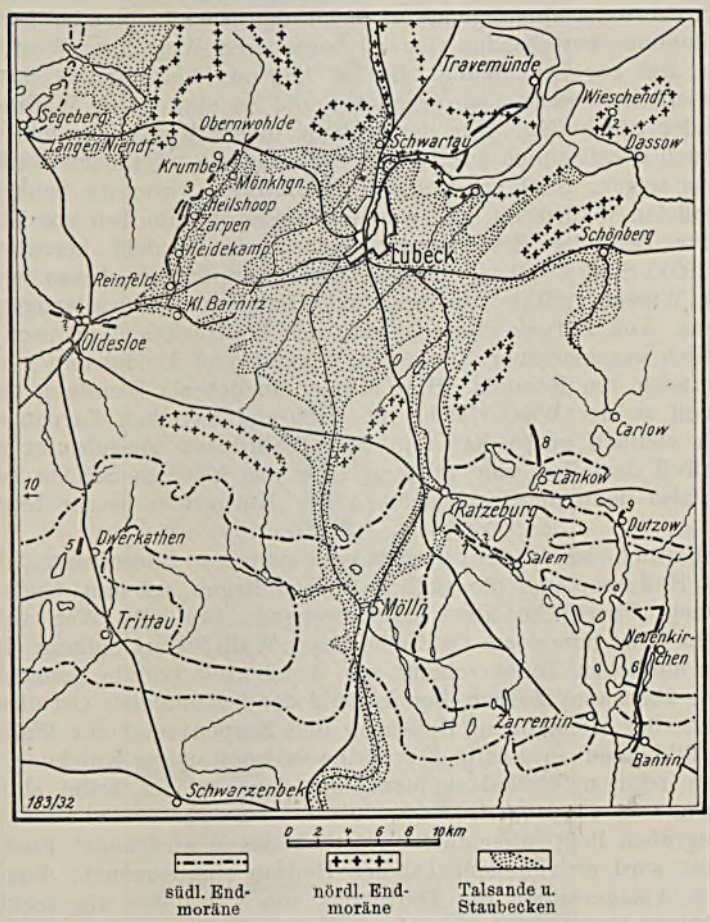
wurde und er selbst zum großen Teil jetzt in bebautes Gelände fällt, fast verschwunden. Als Wallrücken deutet ferner SCHLUNCK in der Erläuterung zu der Umgebung von Blatt Oldesloe eine Reihe von Kiesrücken, die durch den Ort Oldesloe streichen. Bei diesen scheint mir die Osnatur allerdings nicht ganz einwandfrei festzustehen, zum Teil handelt es sich hier wohl auch um Drumlins, die in gleicher Richtung streichen. Der nächste und bekannteste Wallrücken in der Umgebung von Lübeck ist der von Waldhusen, der zuletzt durch OHNESORGE eine eingehende Beschreibung in den Mitteilungen der geographischen Gesellschaft und des Naturhistorischen Museums in Lübeck erfahren hat. Er gibt ihm trotz älterer anderer Bezeichnungen den Namen Lübecker Os. Hier findet man auch allgemeine Angaben über Wallrücken eingehend zusammengestellt und diskutiert.

Einen etwa 1 km langen Wallrücken konnte ich gelegentlich der geologischen Aufnahmearbeiten auf Blatt Trittau bei Dwerkathen feststellen, einen weiteren von ungefähr gleicher Länge bei Wieschendorf auf Blatt Travemünde, einen nur 500 m langen Kiesrücken östlich Klein-Barnitz am Ostrande des Travetales möchte ich dagegen nicht mehr als echten Os deuten. GEINITZ erwähnt (1894, S. 30) nordwestlich des Schaalsees in Richtung auf den Küchensee einen Wallrücken, der sich vom Dänenberg und der Schmilauer Mühle nach Südosten über den Voßberg bis Salem erstrecken soll. BÄRTLING hat diesen Höhenzug als Endmoräne kartiert, was wohl richtig ist (GAGEL, 1915, S. 8). Weiter nördlich davon, auf Blatt Carlow, wird von GEINITZ ein weiterer Os erwähnt, der sich vom Lankower See 3 km nach Norden erstreckt und von einer Senke im Osten begleitet ist (GEINITZ, 1922, S. 160). Ihn möchte ich im Gegensatz zur geologischen Spezialkarte doch als Wallrücken deuten. Weiter teilte mir OHNESORGE mündlich mit, daß er auch die bei Dutzow am äußersten Nordostende des Binnensees — der Nordostzipfel des Schaalsees — liegende markante Höhe als Os auffaßt. Die Lage dieser Oser ist auf der beigegebenen Skizze eingetragen.

Ein besonders markanter Wallrücken, der in seiner Ausbildung von der normalen Art dadurch etwas abweicht, daß er in seinem nördlichen Teil von Geschiebelehm bedeckt ist, erstreckt sich von der Station Obernwohlde an der Lübeck-Segeberger Bahn bis zur Stadt Reinfeld an der Lübeck-Hamburger Eisenbahn im allgemeinen in nordost-südwestlicher Richtung. Ich habe diesen Wallrücken im Jahre 1930 in den Mitteilungen des Vereins für Heimatschutz, Lübeck, kurz geschildert und für ihn den Namen „Zarpener Wallrücken" vorgeschlagen.

Der Zarpener Wallrücken ist bei den geologischen Aufnahmen auf Blatt Hamberge zum kleineren Teil schon von SCHLUNCK, der das Blatt seinerzeit bearbeitet hat, richtig erkannt worden (1915, S. 14). Zum Verfolgen der ganzen Bildung hatte er keine Gelegenheit, da sich der Wallrücken weit auf die benachbarten Blätter Kurau und Oldesloe erstreckt. Bei den Aufnahmearbeiten der letzten Jahre konnte dieser Wallrücken in seiner ganzen Länge kartographisch festgelegt werden. Er beginnt 1,5 km östlich der Bahnstation Obernwohlde, unmittelbar nördlich der Bahnlinie Lübeck—Segeberg mit einem charakteristischen Rücken und erstreckt sich nach kurzer Unterbrechung östlich neben dem Hof Krumbeck 1 km nach Südwesten. Dann ist er auf etwa 500 m unterbrochen und findet seine Fortsetzung in dem Rauserberg unmittelbar westlich Mönkhagen. Ich habe zuerst Bedenken gehabt, diese rundliche Kuppe zum Wallrücken zu ziehen, da sie oberflächlich aus Geschiebelehm besteht. An der

Nordostseite derselben befindet sich aber eine tiefe Kiesgrube, welche deutlich Kreuzschichtung einer fluvioglazialen Ablagerung erkennen läßt. Von hier setzt sich der Wallrücken als Lehmwall westlich des ehemaligen Fischteiches von Mönkhagen fort. Ob dieser und der folgende Rücken, der sich bis zur Straße Heilshoop—Langen-Niendorf erstreckt, in ihrem Kern auch Kies- und Sandschichten bergen, läßt sich nicht entscheiden, da Aufschlüsse fehlen. Die wall-



Lagenskizze der Wallrücken in Lübecks Umgebung

1. Lübecker Os. 2. Wallrücken von Wieschendorf. 3. Zarpener Wallrücken. 4. Fraglicher W. von Oldesloe 5. Wallrücken bei Dwerkathen. 6. Neuenkirchener Os. 7. Fragl. Wallrücken von Salem. 8. Lankower Wallrücken. 9. Wallrücken von Dutzow. 10. Wallrücken von Ahrensburg.

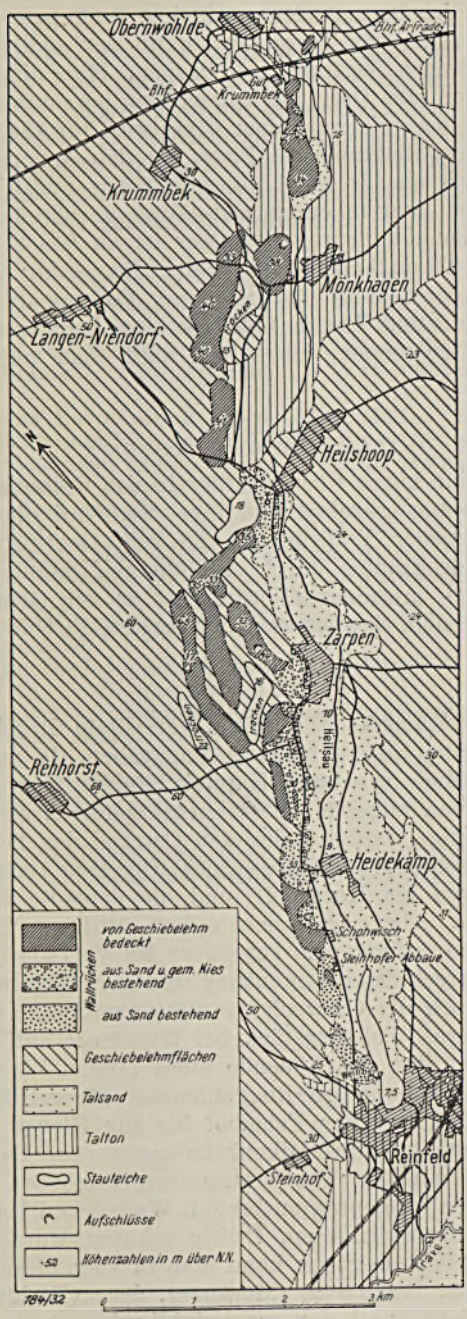
artige Form ist aber sehr sinnfällig, er überragt seine Umgebung im Durchschnitt um 20—25 m und erreicht Höhen bis zu 42 m, von denen man einen weiten Blick in die östlich anschließende Lübecker Mulde bis zu den ragenden Kirchtürmen von Lübeck hat. Nach Westen schließt sich eine höher liegende Grundmoränenlandschaft an, die schon beim Goldenen Hahn westlich Langen-Niendorf Höhen bis zu 75 m erreicht. Aber auch von dieser höher gelegenen

Grundmoränenlandschaft ist der Wallrücken durch eine Senke stets deutlich abgesetzt. Ich war zunächst im Zweifel, ob ich diese Strecke als Os bezeichnen sollte, weil sie durchgängig Lehmüberdeckung zeigt; aber der Aufschluß am Rauserberg hat mich davon überzeugt, daß diese Lehmbedeckung nur ein Mantel ist, der einen typischen Os verbirgt. Von dem Orte Heilshoop ist der Wallberg bis Zarpen sehr deutlich ausgebildet. Der östliche Zug desselben besteht hier aus zum Teil recht groben Kiesen, die als einziges Kiesmaterial in der sonst vorwiegend aus Lehm der Hochfläche oder feinen Sanden des Tal-Diluviums bestehenden Gegend besonderen Wert hat. Westlich Zarpen finden wir drei parallele Wälle. Es hat hier anscheinend das Spaltensystem im Eise wiederholt seine Lage geändert und so statt eines Wallrückens drei nebeneinander geschaffen. Nur der östliche dieser Rücken besteht, wie schon erwähnt, auch oberflächlich aus Kiesen, während die westlichen stärkere Lehmüberdeckung zeigen. Noch vor wenigen Jahrzehnten waren die Senken zwischen diesen parallelen Wallrücken und westlich derselben zum Teil von Fischteichen, die aus der Zeit der Zisterziensermönche von Reinfeld herrühren, erfüllt (CLASEN, 1931, S. 42). Diese Wasserflächen verstärkten ebenso wie der jetzt wieder mit Wasser gefüllte Moorteich bei Heilshoop den wallartigen Eindruck des Rückens. Von Zarpen erstreckt sich der Wallrücken dann noch fast 5 km als einheitlich geschlossener Zug an Steinkamp und Heidekamp vorbei bis an den Herrenteich von Reinfeld. Hier fällt er an den als Weinberg bezeichneten Koppeln steil zu der Wasserfläche ab. Während zwischen Zarpen und Heidekamp noch vielfach grobe Kiese in dem Wallrücken ausgebeutet werden, ist der letzte Teil desselben zum größten Teile aus kiesigen Sanden gebildet. Es zeigt sich also deutlich ein Abnehmen der Korngröße in der letzten Hälfte desselben.

Landschaftlich bietet der Wallrücken manches Interessante. Die Windmühle von Heilshoop und die südlich Zarpen liegen auf ihm, beide gewähren ausgezeichnete Überblicke über die Umgegend. Der alte Weg von Reinfeld nach Zarpen führt immer am Ostrande dieses Wallrückens entlang. Die sandige Fläche des südlichen Teiles scheint zur Wendenzeit bereits besiedelt gewesen zu sein, wie überhaupt Zarpen damals wohl der bedeutendste Ort dieser Gegend gewesen ist. Bei Mönkhagen, Heilshoop und Zarpen zeigt der Wallrücken die für diese Bildungen so häufige, typische bajonettartige Knickung, indem er zweimal im rechten Winkel umbiegt, um dann wieder seine alte Richtung einzunehmen.

Der Osgraben liegt ausschließlich östlich des Wallrückens. Fast in seinem ganzen Lauf wird er von dem Tal der Heilsau eingenommen. Von Heilshoop ab sind die Ablagerungen des Osgrabens von Talsanden überdeckt, die zum Teil ausgiebiger Vermoorung anheimgefallen sind. Im nördlichen Teil zwischen Heilshoop und Krumbecker Hof ist die Senke desselben zumeist von Taltonen erfüllt, die als jungglaziale Beckenausfüllungen den ursprünglichen Osgraben zum großen Teil wieder eingedeckt haben.

Die beigegebenen Abbildungen zeigen die charakteristische Ausbildung der Oberflächenform des Wallrückens einmal in dem von der Mühle bei Heilshoop bestandenen Teil des Rückens (Taf. 21, Fig. 1) und sein Ende an der Weinberg genannten Koppel bei Reinfeld (Taf. 21, Fig. 2). Der innere Aufbau wird durch die Bilder von einem Aufschluß in demselben bei Heidekamp nördlich Reinfeld verdeutlicht (Taf. 21, Fig. 3, 4). Der Verlauf des ganzen Rückens ist auf der beigegebenen Karte wiedergegeben. Die Oser der weiteren Umgebung von



Geologische Karte des Zarpener Wallrückens

Lübeck liegen zum Teil innerhalb der Endmoräne, und zwar der von Wieschendorf und Waldhusen im Bereich der nördlichen Staffel der Endmoräne, der von Ahrensburg, Dwerkathen und Neuenkirchen in der südlichen Staffel der Endmoräne. Zwischen beiden liegt der von Zarpen. Man nimmt allgemein an, daß die Spalten, in denen die Oser abgelagert wurden, annähernd senkrecht zur Richtung des Eisrandes gelegen haben. Das gibt für die westlichen derselben eine Nordost—Südwest-Richtung des Eises, für den Neuenkirchener Wallrücken und noch ausgesprochener für den Lankower Nord—Süd-Richtung. Der zweifelhafte Os bei Oldesloe muß in einem Ost—West gerichteten Spaltensystem entstanden sein. Die Entstehungszeit des Oser ist an den Schluß der letzten Eiszeit zu setzen, als die Inlandeismasse keine Bewegung mehr hatte und bald darauf abschmolz; denn sonst hätten diese Formen nicht erhalten bleiben können. Die im Süden und Westen von Lübeck gelegenen Oser sind also jünger als die nordöstlich gelegenen, ihr Alter wird man auf etwa 20000 Jahre schätzen dürfen.

Zusammenfassung

Zunächst wird eine kurze Übersicht der in der weiteren Umgebung Lübecks bekanntgewordenen Oser gegeben und ihre Lage auf einer Karte dargestellt. Dann wird der Zarpener Wallrücken und sein Osgraben beschrieben, seine Morphologie und Petrographie durch Abbildungen erläutert. Er hat eine Gesamtlänge von 12 km, in seinem Nordteil ist er von Grundmoräne überdeckt, die einer abschmelzenden Toteismasse der letzten Eiszeit entstammt.

Nachwort

Der durch die Zeitumstände bedingte verspätete Druck der Arbeit ermöglicht mir noch auf eine Neuerscheinung einzugehen. In den Lübecker Heimatheften, Heft 17/18, sind im ersten Kapitel „Heimatliche Erdgeschichte“ noch eine ganze Anzahl von angeblichen Osern aufgeführt; es heißt da auf S. 26: „Ihm entsprechen einige Oszüge nahe dem Ostrand des Beckens (des Lübecker Staubeckens): der dreigliedrige Blankenseer Hügelzug (von Grönau bis Beidendorf, mit Seitenzügen bis Horsdorf) und die doppelte Hügelwelle zwischen Schlutup und Lauen. Aber auch neben dem östlichen Landgrabental laufen sandig-kiesige Rücken entlang, die besonders bei Vorrade und Mönkhof hervortreten, sodann im Strecknitzer Bökenbarg und der Hügelwelle vor dem ersten Fischerbuden. Als noch die Osforschung nur unverdeckte Geröllloser beachtete, fiel bereits ein weiteres Wallbergstück bei Hamberge auf (Flurname Granden). Vielleicht hat man in ihm das Südende eines langen Walles zu sehen, der in seiner Mitte den aussichtsreichen Roggenhorster Mergelrücken bildet und sich über Dornbreite und Vorwerker Friedhof bis zur Klever Landwehr verfolgen läßt. Als Gräben begleiten ihn Falkenbeke (nördlicher Landgraben) und Flutgraben. Auch die mit der Trave zusammenhängenden Südwesttäler sind auf weite Strecken von ausgeprägten breiten Wallrücken begleitet, deren stellenweiser Oscharakter ebenfalls schon früher erkannt wurde, so bei Wesenberg und Barnitz. In erweitertem Sinne kann man in allen diesen Rücken osähnliche Bildungen sehen, d. h. Eisabsätze (Moränen), deren Richtung nicht durch den Eisschmelzrand, sondern durch den rechtwinklig dazu verlaufenden Untereisfluß bestimmt ist. Wenigstens gilt das von dem eisgeschaffenen Grundbau dieser Formen, der allerdings bald darauf durch Sand- und Tonabsätze aus offenem

Schmelzwasser verdeckt wurde." Auf den bereits veröffentlichten geol. Karten Lübeck und Hamberge sind alle diese Bildungen mit Ausnahme des Kiesrückens vom Hamberge, den ich aber auch nicht als Wallrücken auffasse, nicht eingezeichnet. Eine derartig erweiterte Fassung des Begriffs Os weicht von dem bisher in der geologischen Wissenschaft üblichen derart ab, daß dann schließlich jede parallel zur Eisrichtung liegende Bodenschwelle als Os gedeutet werden kann. Zum größten Teil sind diese Rücken erst durch postglaziale Erosion herausmodelliert. Keiner von ihnen ist ein Os im Sinne der eingangs in dieser Arbeit gegebenen Definition.

Angeführte Schriften:

Bärtling, R.: Der Os am Neuenkirchener See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Landesgrenze. — Dies. Jb. 1905, **26**, S. 15—25.

—: Geologische Karte von Preußen usw. Blatt Carlow. Berlin 1907.

Clasen, M.: Von Reinfelds Klosterteichen. — Von Lübecks Türmen, **41**, Nr. 11, 20. Juni 1931.

Gagel, C.: Geologische Karte von Preußen. Blatt Mölln. Berlin 1915.

—: Der Oszug von Waldhusen-Pöppendorf bei Lübeck. — Dies. Jb. 1922, **42**, S. 513—515.

Geinitz, E.: Die Endmoränen Mecklenburgs. — Mitt. meckl. geol. L.-A., **4**, 1894.

—: Geologie Mecklenburgs. Rostock 1922.

Klautzsch, A.: Schriften und Karten über Oser und Endmoränen im norddeutschen Flachland (bis 1920). — Dies. Jb. 1921, **42**, S. 365—380.

Lübecker Heimathefte. Heft 17/18. Waldhusen-Hemmelsdorf. Lübeck 1932.

Ohnesorge, W.: Der Lübecker Os und seine praehistorischen Altertümer. — Mitt. geogr. Ges. Lübeck, Heft 32, S. 5—124, Lübeck 1928.

Range, P.: Der Zarpener Wallrücken. — Heimatblätter. Mitt. Ver. Heimatsch. Lübeck, Nr. 75, 16. August 1930.

—: Übersicht über die Geologie von Lübecks Umgebung. — Mitt. geogr. Ges. Lübeck, 1932, Heft 36, S. 40—67.

Schlunck, J.: Geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Bad Oldesloe nebst Erläuterungen. Berlin 1914.

—: Geologische Karte von Preußen usw. Blatt Hamberge. Berlin 1915.

Struck, R.: Wallberge in Lübecks nächster Umgebung. — Lübeckische Bl., **60**, 1918.

Wolff, W.: Geologische Karte von Preußen usw. Blatt Ahrensburg. Berlin 1912.

Druckfertig eingereicht am 7. April 1932.
„Imprimatur" erteilt am 4. Juli 1932.

Die Gliederung des Oberharzer Kulms nach Goniatiten

Stratigraphische Beobachtungen im Kulm des nordwestlichen Oberharzes unter besonderer Berücksichtigung der Grauwacken

Von Albrecht Kobold aus Hannover

Hierzu Tafel 22 u. 23 und 3 Textabbildungen

Inhaltsübersicht

	Seite
A. Allgemeine Einführung	451
B. Das Arbeitsgebiet mit den Aufschlußprofilen, sowie deren Beziehungen zum Gesamtprofil auf Grund der tektonischen Verhältnisse	451
C. Die petrographische Gliederung und Ausbildung des Kulms	458
I. Die Kieselschiefer und Posidonienschiefer	458
II. Die derben Grauwacken	459
a) Die Unteren Grauwacken	461
b) Die Konglomeratzone	464
c) Die Oberen Grauwacken	467
D. Die faunistische Gliederung des Kulms und die Faunenverteilung	470
I. Die Zone III α	470
II. Die Übergangszone III α/β	472
III. Die Zone III β	472
IV. Die Zone III γ	475
E. Beschreibung der Goniatiten sowie einiger wichtiger Formen der Begleitfauna und Flora	480
I. Goniatiten	486
II. Begleitfauna	507
III. Pflanzen	508
F. Vergleichende Betrachtungen	509
G. Zusammenfassung	512
Literaturverzeichnis	514

Vorwort

Für die Überlassung des Themas, sowie für die ständige Anteilnahme und regste Förderung bei meinen Arbeiten im Gelände und im Geologisch-paläontologischen Institut der Technischen Hochschule Berlin fühle ich mich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. Born, zu ehrerbietigstem Danke verpflichtet.

Für die Einführung in die Methoden der Feinbestimmung von Goniatiten und für die wiederholte Beratung und Unterstützung habe ich Herrn Prof. Dr. H. Schmidt-Göttingen auf das verbindlichste zu danken.

Mancherlei Anregungen, Rat und Hilfe — zumeist bei der Bestimmung der begleitenden Fossilien — wurden mir in dankenswerter Weise zuteil seitens der Herren Bergräte W. Gropp-Berlin und Dr. A. Stahl-Berlin und der Herren Professoren Dr. A. Bode-Clausthal, Dr. R. Cramer-Berlin, Dr. W. Gothan-Berlin, sowie seitens des Herrn Dr. F. Kühne-Berlin und der Herren Professoren Dr. W. Paeckelmann-Berlin, Dr. R. Richter-Frankfurt a. Main, Dr. O. H.

Schindewolf-Berlin und des Herrn Direktors Professor Dr. F. Schöndorf-Hildesheim.

Schließlich sei auch allen denen, die bei der Gewinnung der Fossilien und bei der Ausarbeitung selbst fördernden Anteil nahmen, insbesondere meinem Kollegen, Herrn Dipl.-Berg-Ing. W. Haubold, der gleichzeitig ein ähnliches Thema bearbeitete, an dieser Stelle nochmals herzlichst gedankt.

A. Allgemeine Einführung

Auf die Bedeutung der Goniatiten für die Kulmstratigraphie hat H. Schmidt (1925) erst vor wenigen Jahren in seiner Abhandlung über „Die karbonischen Goniatiten Deutschlands" aufmerksam gemacht. Inzwischen haben neuere Arbeiten in Deutschland und ebenso in außerdeutschen Gebieten die interregionale Gültigkeit seiner Goniatitenleithorizonte und damit die Brauchbarkeit derselben durchaus bestätigt.

Die vorliegende Arbeit stellt den Versuch dar, für den Kulm des Oberharzes die Möglichkeit einer auf die Goniatitenfaunen gegründeten stratigraphischen Feingliederung nachzuweisen. Erstmalig wird in ihr eine derartige Unterteilung des Kulms in einem Teilgebiete im nordwestlichen Oberharze durchgeführt.

Die Beschränkung auf ein kleines, eng umgrenztes Gebiet ließ sich angesichts der großen praktischen Schwierigkeiten nicht vermeiden. Diese betrafen fast ausschließlich die Grauwacken. Bisher hatte man innerhalb des mächtigen Grauwackenkomplexes — und zwar im Gegensatz zu den relativ geringmächtigen und beinahe durchgehend fossilführenden, größtenteils sogar fossilreichen tieferen Kulmhorizonten — nur an wenigen und sehr versprengt gelegenen Punkten tierische Reste gefunden, ganz abgesehen davon, daß es sich dabei zum Teil noch um stratigraphisch uncharakteristische Einzelfunde und goniatitenfreie Faunen handelte. Es erschien von Anfang an ausgeschlossen, in den ausgedehnten, einförmigen Grauwackengebieten allzu weit auseinander liegende Teilprofile bei dem Mangel an petrographischen Leithorizonten und unter den recht verwickelten tektonischen Verhältnissen zu einem einheitlichen Gesamtprofil zusammenzufügen. Aus diesen Gründen bedurfte es, um zu sicheren Ergebnissen zu gelangen, sehr intensiver Kleinarbeit, die nur in einem Teilgebiete zu leisten war.

Die tieferen Glieder des Kulms sind von Weigelt (1919) in seiner Arbeit über „Die Gliederung und die Faunenverteilung im Unteren Kulm des Oberharzes" bereits erschöpfend behandelt, so daß ich der Notwendigkeit enthoben blieb, nochmals näher hierauf einzugehen. Seine Untersuchungsergebnisse konnte ich meist ohne weiteres übernehmen und mich daher in erster Linie mit dem Oberen Kulm, mit den Grauwacken und ihren Faunen befassen.

Meine eigentliche Aufgabe bestand also darin, auf Grund von Grauwackenfaunen und mit Hilfe der bekannten, aber unter den neuen Gesichtspunkten überarbeiteten Goniatitenfaunen des Unteren Kulms das gesamte Kulmprofil möglichst weitgehend zu gliedern.

B. Das Arbeitsgebiet mit den Aufschlußprofilen, sowie deren Beziehungen zum Gesamtprofil auf Grund der tektonischen Verhältnisse

Nach dem im ersten Abschnitt Gesagten war die Vorbedingung für die Lösung meiner Aufgabe, ein möglichst vollständiges Grauwackenprofil mit recht zahlreichen Faunenhorizonten in einem tektonisch einigermaßen übersichtlichen Gebiete festzustellen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Von vornherein schien es sehr zweckmäßig zu sein, dabei nach Möglichkeit an den von WEIGELT (1919, S. 159 ff.) so überaus gründlich bearbeiteten Unteren Kulm nördlich von Lautenthal anzuknüpfen. Denn nach den Ausführungen WEIGELT's lagen die Verhältnisse im Unteren Kulm und in den unteren Grauwackenhorizonten gerade dort in vieler Hinsicht günstig. Ein unmittelbarer Anschluß an die speziell untersuchten Unterkulmprofile des Borberggebietes (vgl. BODE 1907 b) war allerdings wegen der isoliert gelegenen, nur wenig mächtigen und unzureichend aufgeschlossenen Grauwackenüberdeckung daselbst nicht möglich.

Als das geeignetste Arbeitsgebiet ergab sich schließlich ein breiter Geländestreifen, der sich annähernd senkrecht zum vorherrschenden Schichtenstreichen und in der Richtung des Einfallens der gefalteten Kulmschichten vom Innerstetale nördlich von Lautenthal nach Nordwesten zu bis zum Harzrande bei Neuekrug erstreckt (Abb. 1).

Wegen der außerordentlichen Mächtigkeit der Grauwacken und in Anbetracht der starken Spezialfaltung versprachen alle Bemühungen, an einer Stelle ein durchgehendes Profil ausfindig zu machen, keinerlei Aussicht auf Erfolg. Ein Gesamtprofil war nur durch Kombination von Teilprofilen zu gewinnen, die in dem bezeichneten Gebiete in verhältnismäßig großer Zahl gut aufgeschlossen angetroffen wurden. Da die in den einzelnen Aufschlüssen sich abhebenden petrographischen Horizonte, wie sich herausstellte, allgemein sehr wenig beständig und darum nur notfalls und nur in der allernächsten Umgebung zur Horizontierung von Aufschlußprofilen zu verwenden sind, war ich gezwungen, in der Hauptsache allein mit Hilfe der Lagerungsverhältnisse zum Ziele zu gelangen.

Die Tektonik meines Arbeitsgebietes entspricht der des ganzen übrigen westlichen Oberharzes, für den im wesentlichen varistische Faltenzüge und herzynische Querverwerfungen charakteristisch sind[1]).

Während sich im Südosten isoklinale Falten und Überschiebungen häufen, treten im Nordwesten nur noch normale Sättel und Mulden auf. Querverwerfungen zerlegen das Gebirge in einzelne, in nordwest—südöstlicher Richtung langgestreckte Schollen, von denen im nordwestlichsten Oberharze in den weitaus meisten Fällen die nördlichen jeweils höher als die südlichen herausgehoben sind. In meinem weiteren Arbeitsgebiete, nördlich der größten dieser querschlägigen Verwerfungen, dem Lautenthaler Gangzuge, offenbaren sich diese Verhältnisse durch das unvermittelte Zusammentreffen älterer und jüngerer Gesteine an derartigen Linien und durch die Verschiebungen des die Schichten des Devonsattels längs der Innerste begleitenden Unterkulmzuges besonders deutlich (vgl. BODE 1907 b und BODE & SCHROEDER 1913 b); in den reinen Grauwackengebieten ist der Verlauf solcher Verwerfungslinien stets sehr viel schwieriger erkennbar. Erst am Harzrande ergeben sich aus den Verschiebungen der den Grauwacken diskordant auflagernden Permschichten wieder sicherere Anhaltspunkte. Die markante Verwerfung nördlich vom Ecksberg, Wittenberg, Schwarzenberg und der Lageswarte bis zum Harzrande südlich von Neuekrug und die schwächer hervortretende zwischen dem Lindtalskopf und Sangenberge in Richtung Neuekrug durchqueren das engere Arbeitsgebiet und

[1]) Eine umfassendere Darstellung ist u. a. in dem kürzlich erschienenen Bericht STAHL's (1929), „Zur Tektonik des westlichen Oberharzes", sowie in den Erläuterungen zur Geologischen Karte, Bl. Lutter am Berge (BODE & SCHROEDER, 1913 a, S. 100 f.) und Bl. Seesen (BODE, 1907 a, S. 40 f.) enthalten.

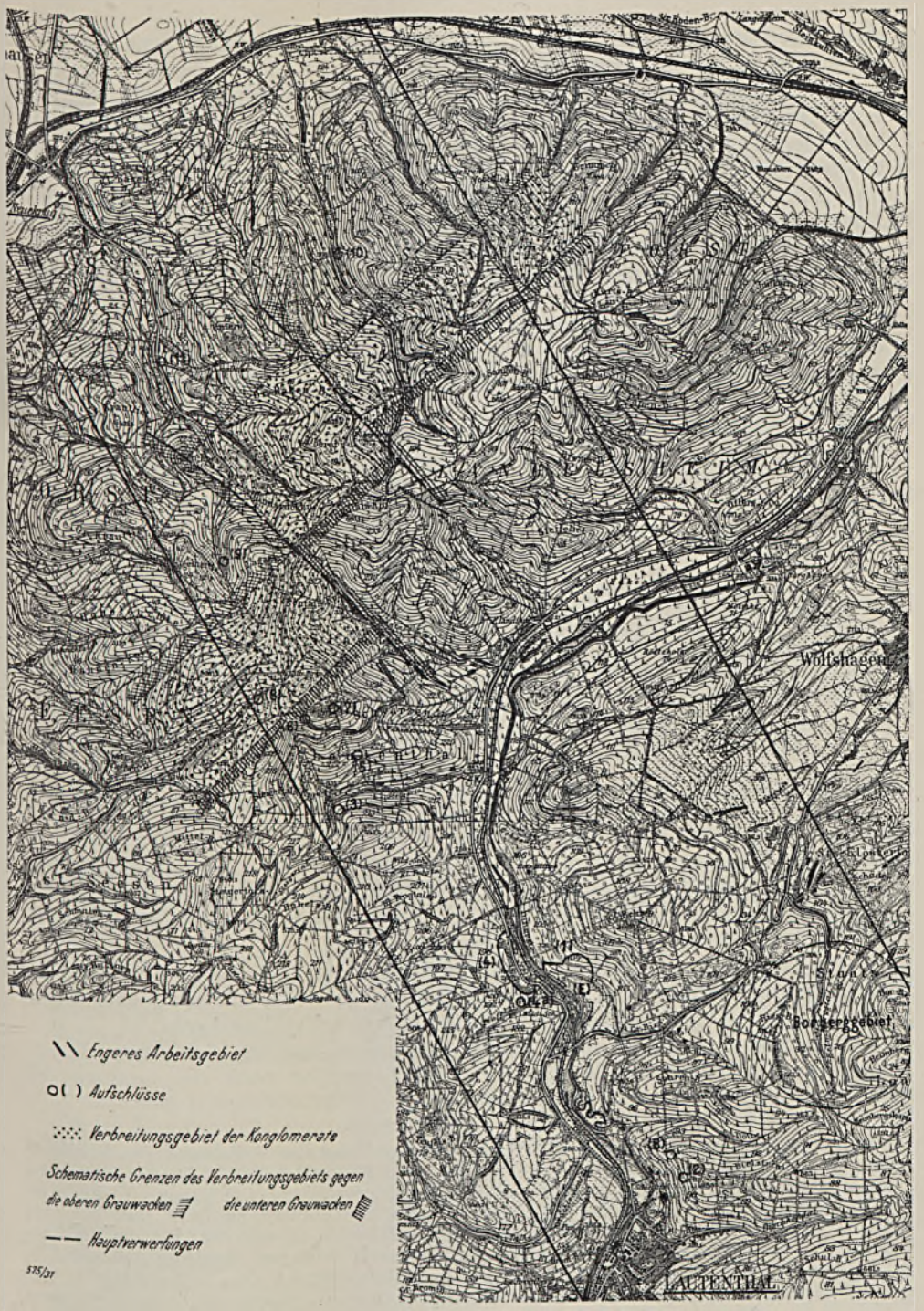


Abb. 1. Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (Maßstab etwa 1 : 50 000)

sind unter den zahllosen größeren und kleineren Querverwerfungen als wichtigste hier zu nennen (vgl. Abb. 1).

Aus den vorstehend kurz umrissenen Lagerungsverhältnissen folgt, daß man beim Durchschreiten des Arbeitsgebietes von SO nach NW nicht gleichmäßig vom Liegenden ins Hangende gelangt und ebensowenig in der Streichrichtung in etwa dem gleichen Horizonte bleibt. Die wiederholten Aufsattelungen älterer und Einmuldungen jüngerer Gesteine, sowie die Möglichkeit unmittelbarer Nachbarschaft sehr verschieden alter Schichten im Streichen erschweren im Verein mit der nur stellenweise durchbrochenen Bodenbedeckung sehr die geologische Orientierung. Dies wirkt sich im Südosten infolge der stark wechselnden petrographischen Ausbildung weit weniger störend aus als in dem nordwestlichen Grauwackengebiete, wo mit der Entfernung von der Grauwackenliegendgrenze als letzter zuverlässiger Vergleichsbasis der Überblick sehr schnell verloren geht. Erleichternd macht sich die große Mächtigkeit der Grauwackendecke und das nur flache Generaleinfallen dadurch geltend, daß trotz der vielfachen Spezialfaltung nordwestlich des das Arbeitsgebiet durchquerenden Höhenzuges (Abb. 1) nur jüngere und südöstlich davon nur ältere

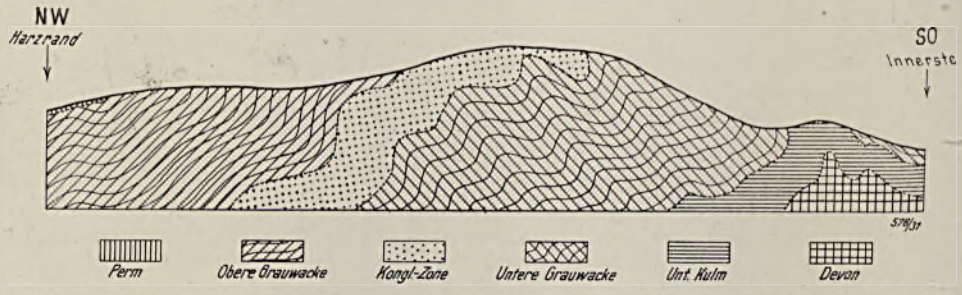


Abb. 2. Schematisches Querprofil durch das Kulmgebiet des nordwestlichsten Oberharzes

Grauwacken anstehen (Abb. 2). Noch ungeklärt sind diese Verhältnisse in dem am schlechtesten erschlossenen mittleren Teile, im Bereich der höchsten Erhebungen, worauf im nächsten Abschnitt nochmals in anderem Zusammenhange ausführlich zurückzukommen sein wird.

Die ohnehin selten sicher erkennbare feinere Tektonik konnte ohne Nachteil im großen und ganzen unberücksichtigt bleiben; sie wurde nur zur gegenseitigen Horizontierung dicht benachbarter Aufschlußprofile herangezogen.

Zunächst eine Tabelle der Aufschlüsse[2]), auf die sich meine Untersuchungen gründen, vom Hangenden zum Liegenden nach der Stellung der Einzelprofile zum Gesamtprofil angeordnet:

---

[2]) Von den angeführten Aufschlüssen ist der Trogtaler Steinbruch (nach Mitteilung von Herrn Prof. H. SCHMIDT) WEIGELT als Faunenfundpunkt bereits seinerzeit bekannt gewesen. Der Hohlwegaufschluß am Schwarzenberg („Schusters Eiche") ist von BODE bei der Kartierung des Blattes Lutter als solcher entdeckt und auf der Karte vermerkt worden (BODE & SCHROEDER, 1913 a, S. 32 und 1913 b); die vier anderen Fundorte BODE's in den Grauwacken dieses Blattes, am Nordostabfall des Ob. Gr. Bakenberges, am Fahrwege im unteren Neiletale (nahe dem „?Bahmtale"), auf der Südostseite der Hohesteinkuppe und im Taterngrund, waren zur Fossilgewinnung nicht mehr geeignet.

Tabelle 1

Kennzeichnung	Situation der Profilaufschlüsse	Profilmächtigkeit	Durchschnittliches Streichen	Einfallen
11	Steinbruch im unteren Neiletale am Fuße des Unt. Gr. Bakenberges etwa 500 m unterhalb der Einmündung des Rödertales	rd. 95 m	SW-NO	60° NW
10	Zwei nahbenachbarte Steinbrüche im Gr. Steimkertale am Fuße des Steimkerberges (Jagen 120)	rd. 190 m	SW-NO	überkippt 76° SO
9	Forststeinbruch im oberen Neiletale am Fuße der Lageswarte gegenüber der Vogelherdhöhe	rd. 16 m	SW-NO	überkippt 80° SO
8	Mehrere Brüche im oberen Granetale am Fuße des Hohesteins	—	SW-NO	etwa 20° SO
7	Anstehendes auf dem Gipfel des Schwarzenberges	rd. 80 m	SW-NO	flach
6	Hohlwegböschung oben am Schwarzenberggipfel westlich der Höhe		SW-NO	30° SO
5	Weganschnitt der neuen Forststraße Gegental-Steigertalskopf am südöstlichen mittleren Schwarzenberghange (Jagen 221)	—	SW-NO	—
4	Trogtaler Steinbruch im Innerstetale an der Fahrstraße Lautenthal-Langelsheim	rd. 85 m	wechselnd, fast horizontal	
3	Oestlicher Hangweg, Steinbruch und Fahrweganschnitt im unteren Steigertale	rd. 130 m	SW-NO	50° NW bis 80° SO überk.
2	Böschung des neuen Fahrweges am Bielstein, etwa 150 m oberhalb der oberen Wegschleife	üb 10 m	SW-NO	seiger
1	Oberer und unterer Steinbruch am Südhang des Ecksberges	rd 75 m	SW-NO (ob: N-S	20° NW 15° O)
E	Unterer Steilhang auf der Südseite des Ecksberges	üb. 40 m	SW-NO	15° NW
B	Böschung des neuen Fahrweges am Bielstein, unmittelbar an der oberen Wegschleife	üb. 40 m	SW-NO	20° SO

Die bearbeiteten Aufschlüsse

Die Grauwackenaufschlüsse sind durch Zahlen, die Unterkulmaufschlüsse durch Buchstaben gekennzeichnet; diese Zeichen stimmen mit denen der Abbildung 1, auf der die Lage und Verteilung dieser Aufschlüsse im Arbeitsgebiet ersichtlich sind, und mit den Abkürzungen des nachstehenden Textes und der übrigen Abbildungen überein.

An das Grauwackenprofil 1 schließt liegend das Unterkulmprofil E ohne Lücke übersichtlich aufgeschlossen an. Dieses wurde wegen der in jeder Beziehung günstigen Verhältnisse bei der Feststellung der Goniatitenfaunen des Unteren Kulms vor allen anderen bevorzugt. Auf die weniger geeigneten Weigelt'schen Aufschlüsse brauchte kaum zurückgegriffen zu werden, da ein kleiner am Ecksberg unzugänglicher Profilabschnitt am Bielstein (B) am nächsten gelegen und am besten auf Fossilien auszubeuten war.

Die Grauwackenprofile 1—3 stehen in ungestörtem geologischen Zusammenhang mit der Grauwackenliegendgrenze. Das geringmächtige Profil 2 betrifft

einen kleinen, den tiefsten Teil des grundlegenden Ausgangsprofiles am Ecksberge. Der von dem Profil 3 allein gut aufgeschlossene Steinbruchs- und Fahrwegs-Profilabschnitt liegt so hoch über der Liegendgrenze, daß er etwa an 1 anschließend in das Gesamtprofil einzuordnen ist.

Dem Grauwackenprofil 4 fehlt ein sicherer Bezugshorizont. Die geologischen, sowohl tektonischen, wie petrographischen und faunistischen Verhältnisse sprechen übereinstimmend für eine Einreihung desselben über dem Profil 3; letzteres nimmt also zu den beiden Innerstetalprofilen 1 und 4 eine Mittelstellung ein und schließt die vermutlich nur unbeträchtliche Profillücke zwischen beiden, wenigstens zu einem Teile.

Die ganz untergeordnete Bedeutung des Fundortes 5 lohnt nicht den Aufwand an Mühe und Zeit für eine genauere Horizontierung der einzelstehenden, fossilarmen Schicht; aus den Lagerungsverhältnissen ergeben sich enge Beziehungen zu dem nicht viel höher gelegenen Profil 6/7.

Das Profil 6 und die auf der Schwarzenbergkuppe entblößte Bank 7 stehen miteinander in Zusammenhang: Als hangendste Schicht der im Hohlweg aufgeschlossenen Spezialmulde tritt sie ungefähr 50 m über dem Hohlwegprofil auf.

Das Profil 8 ist an 7 anschließend einzureihen. Auch für dieses gilt entsprechend das zu 5 Angeführte.

Größere Schwierigkeiten bereitet die Einordnung der am weitesten nach NW vorgeschobenen Aufschlußprofile 9—11. Über die Zugehörigkeit zu den höchsten Kulmhorizonten besteht kein Zweifel; unsicher sind jedoch ihre Beziehungen untereinander. Wirklich zuverlässige Bezugshorizonte und Vergleichsmöglichkeiten sind nicht vorhanden, und aus den Lagerungsverhältnissen allein ergibt sich kein klares Bild. Es konnte deshalb auf die Auswertung des faunistischen Befundes nicht ganz verzichtet werden. Da sich hierbei Widersprüche nicht zeigen und sich vielmehr die faunistischen Verhältnisse dem ohne Berücksichtigung der Fauna gewonnenen Bilde zwanglos, ja stützend einfügen, dürften die im folgenden dargelegten Beziehungen zutreffend sein: Das Profil 10 zerfällt in faunistischer Hinsicht in zwei völlig verschiedene Teile: dem liegenden Abschnitt 10 a steht das Profil 9, dem hangenden 10 b das Profil 11 sehr nahe. Hierbei lasse ich die Frage offen, ob beide dem entsprechenden Profilabschnitt nebenzuordnen sind oder liegend und hangend anschließen.

Aus den Mächtigkeiten der als Parallelprofile keinesfalls in Betracht kommenden Teilprofile 1, 4, 6/7 und 10 errechnet sich die Mächtigkeit des Grauwackengesamtprofiles zu mindestens 430 m. Bei der Schätzung der tatsächlichen Mächtigkeit ist zu berücksichtigen, daß die Aufschlußprofile nur mehr oder weniger große Ausschnitte aus dem Gesamtprofile darstellen und keineswegs immer ohne größere Lücke aneinanderzureihen sind.

Am vollständigsten sind noch die unteren Grauwackenhorizonte durch 1, 3 und 6 (—7) belegt: hierfür allein erscheinen mir 400 m nicht zu hoch gegriffen.

Für die mittlere Zone, mit 7 beginnend und 8, fehlt jegliche Unterlage für eine genauere Angabe der Mächtigkeit. Ihre Größe ist von der Auffassung der unklaren tektonischen und noch zu diskutierenden petrographischen Verhältnisse abhängig und kann danach nur wenige Meter, aber ebensogut bis zu 200 m und mehr betragen.

Die hangenden Horizonte sind durch das fast 200 m mächtige Profil 10 nicht einmal annähernd erfaßt. Zwar fehlt liegend nur ein kleiner, hangend

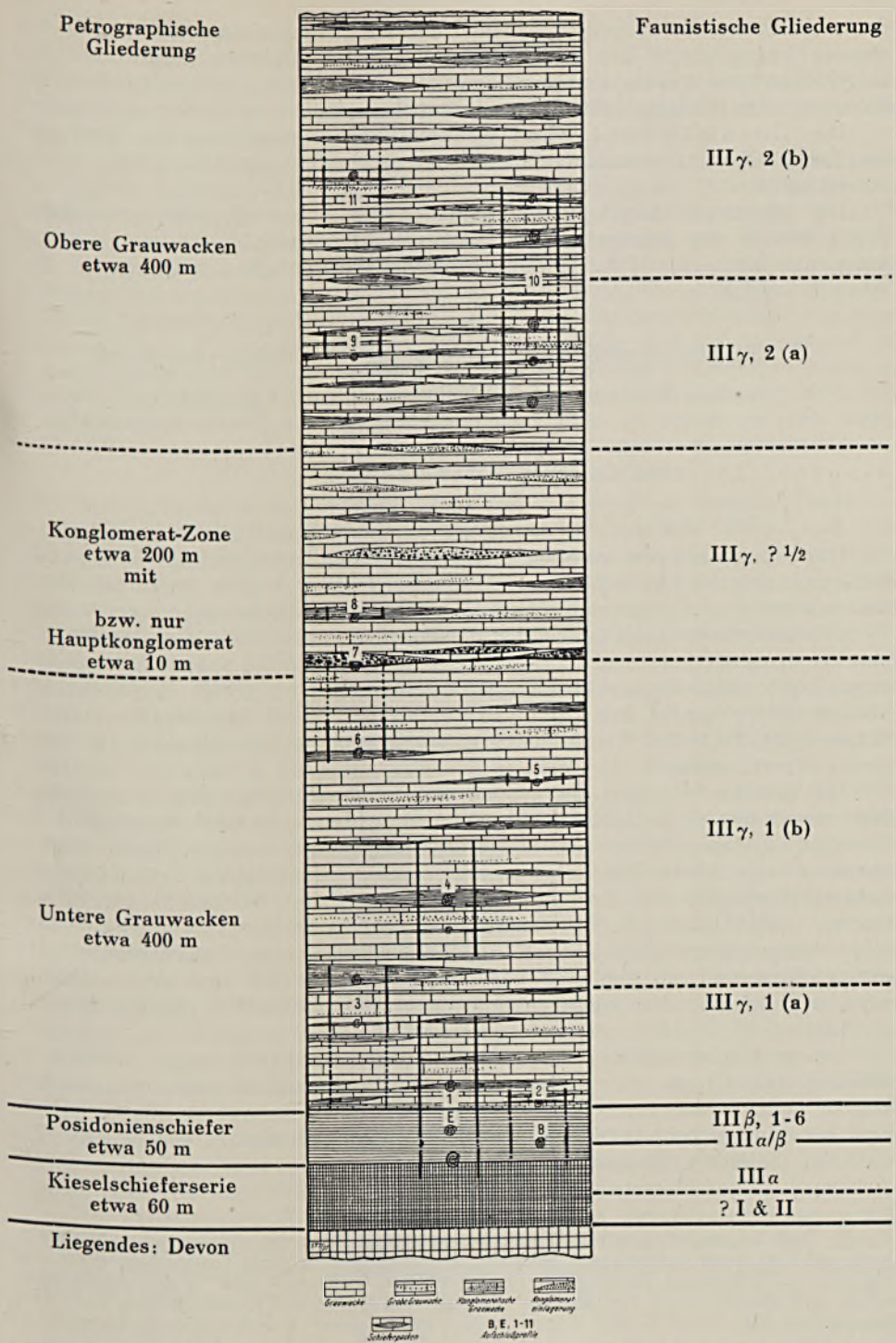


Abb. 3. Schematische Normalprofil-Skizze des Kulms in der Ausbildung des nordwestlichsten Oberharzes

dafür aber ein um so größerer Teil dieser höchsten Kulmhorizonte, die insgesamt kaum unter 400 m Mächtigkeit besitzen dürften. Da diese Zahl lediglich auf der Auswertung der Lagerungsverhältnisse in dem aufschlußarmen harzrandnahen Gebiete fußt, haftet ihr möglicherweise ein größerer Fehler an.

Die Gesamtmächtigkeit der Grauwackenschichtenfolge des nordwestlichen Oberharzes beläuft sich damit bei vorsichtiger Schätzung auf etwa 800—1000 m.

Die vorstehend dargelegten Beziehungen der Aufschlußprofile zum Gesamtprofil sind in der schematischen Normalprofil-Skizze (Abb. 3) unter Verwendung der oben (s. Tab. 1) eingeführten Abkürzungen zeichnerisch dargestellt worden.

C. Die petrographische Gliederung und Ausbildung des Kulms

Der typischen Entwicklung des Kulms aus einer kieselig-schiefrigen über eine tonig-schiefrige zu einer sandig-grobklastischen Fazies entsprechen im nordwestlichen Oberharze in normaler Weise: Kieselschiefer, Posidonienschiefer und derbe Grauwacken.

I. Die Kieselschiefer und Posidonienschiefer

Die petrographische Ausbildung und Gliederung der Kieselschiefer und Posidonienschiefer des Unteren Kulms hat WEIGELT (1919) bereits genau untersucht und beschrieben. Ich kann mich um so mehr auf die Mitteilung einiger weniger Vergleichsangaben beschränken, als die von mir bearbeiteten Unterkulmprofile am Ecksberg (E) und Bielstein (B) nicht nur mit dem im nahe gelegenen Borberggebiete abgeleiteten Gliederungsschema WEIGELT's (1919, S. 167 u. 184) vollständig (vgl. unten Tab. 2), sondern selbst mit den Originalprofilen dort, die WEIGELT (1919, S. 160 ff.) diesem Schema zugrunde gelegt hat, sogar in Einzelheiten übereinstimmen.

Die tiefsten Schichten des großen Ecksbergprofiles E/1 sind dünnbankige, fast ungefältete Kieselschiefer, über denen, größtenteils vom Hangschutt bedeckt, die Alaunschiefer des Steigertal-Niveaus liegen. Von diesen sind in einem wenige Meter über der Talsohle von mir angelegten Schurf, der die unteren Horizonte der Posidonienschiefer von den Grenzkalken bis zu den Oberen Lautenthaler Schichten aufschließt, noch etwa 70 cm freigelegt. Infolge einer kleinen Verwerfung erleidet das Schurfprofil eine Unterbrechung: Die anschließend und am Steilhang nördlich dieses Verwurfs anstehenden Partien werden gleich von den mittleren und oberen Horizonten der Borbergschichten gebildet.

Um auch die Goniatitenfauna der unteren Borberghorizonte erfassen zu können, mußte noch ein zweites Profil zur Ergänzung herangezogen werden. Hierzu eignete sich am besten ein beim Bau eines Fahrweges am Bielstein[3]) erst vor kurzer Zeit entblößtes Parallelprofil an der oberen Wegschleife (B), das den fehlenden Horizont in ungestörter Lagerung zwischen den auch am Ecksberg aufgeschlossenen enthält.

[3]) Auf die zahlreichen neu entstandenen Aufschlüsse am südwestlichen Bielsteinhang sei hier kurz aufmerksam gemacht; sie gestatten in ihrer Gesamtheit einen einzigartig vollkommenen Einblick in den speziellen Faltenbau und in die petrographischen und faunistischen Verhältnisse eines großen Teiles der Kulmschichten des Oberharzes.

Innerhalb der Kieselschieferserie haben sich neue Feststellungen nicht machen lassen. Die Posidonienschiefer scheinen am Ecksberge und Bielstein durchweg noch etwas kalkreicher entwickelt zu sein als im Borberggebiet: Der klastische Anteil ist namentlich in den höheren Borberghorizonten wesentlich geringer als am Heimberg und Borberg.

Auf den größeren Kalk- und verminderten klastischen Anteil ist außer der reicheren Fossilführung, die in den Borbergschichten am Ecksberge ganz besonders auffällt, die verringerte Mächtigkeit der Posidonienschiefer zurückzuführen; sie bleibt erheblich noch hinter dem kleinsten von Weigelt (1919, S. 167 f.) für das Borberggebiet zwischen 53 und 56 m gleitend angegebenen Betrag mit nachweislich rund 40 m Mächtigkeit am Bielstein um über 13 m zurück. Hiervon entfallen etwa 11 m auf die Borbergschichten; das Obere Lautenthaler Niveau mißt statt 6—9 m nur 4,60 m und die Mächtigkeit der Riesbergschichten weicht von dem im Borberggebiete konstanten Werte von 2,50 m am Ecksberge mit 1,50 m um 1,20 m und am Bielstein mit 0,90 m sogar um 1,60 m ab.

II. Die derben Grauwacken

Mit scharfer Grenze folgen über den vorwiegend tonigen Posidonienschiefern grobklastische Sedimente, die derben Grauwacken. Es fehlt im Nordwestharze die im südöstlichen Verbreitungsgebiete des Kulms in der Gegend von Clausthal über den dort nur geringmächtigen eigentlichen Posidonienschiefern eingeschaltete typische Wechsellagerung schwacher Tonschieferlagen und Grauwackenbänkchen. Allerdings finden sich in den höchsten Borberghorizonten mit zunehmender Häufigkeit klastische Band- und Grauwackenschiefer und vereinzelt dünne Grauwackenbänke; auch tritt an der Basis der derben Grauwacken meist eine „Übergangszone" von wenigen Metern auf, in der der Schieferanteil noch beträchtlich ist und die Grauwackenbänke nur eine geringe Mächtigkeit besitzen. Insofern ist also der Wechsel von toniger zu sandiger Sedimentation auch im NW-Harze kein ganz unvermittelt schroffer.

In ihrer Gesamtheit besteht die außerordentlich mächtige hangende Schichtenfolge ganz überwiegend aus untereinander sehr gleichartigen feinkörnigen Grauwacken und zu einem kleinen Teile aus Schiefern in Gestalt meist schwacher Mittel zwischen den Grauwackenbänken von ungleichmäßiger, oft partienweise wechselnder Stärke. In größeren und unregelmäßigen Abständen sind manchmal ungewöhnlich mächtige Schiefereinlagerungen darin eingeschaltet, die wie die Schiefermittel ganz oder zum Teil aus rauhen Grauwackenschiefern, Bandschiefern und seltener feineren Tonschiefern mit Sandbändern oder kalkigen Lagen in der Ausbildung der höheren Borbergschichten bestehen. Diese Schiefer enthalten eine um so individuen- und artenreichere Fauna, je mehr die sandige Komponente zurücktritt, und je stärker feinstes Detritusmaterial an ihrem Aufbau beteiligt ist. Pflanzenreste findet man vereinzelt in allen Schichten, angereichert in Pflanzenhäcksellagen häufig in den Schiefermitteln und Schiefereinlagerungen, und zwar gewöhnlich unmittelbar über den Grauwackenbänken.

Die wichtigsten Einlagerungen stellen neben grobkörnigen und konglomeratischen Grauwacken insbesondere die groben Konglomerate dar. Letztere treten innerhalb meines Arbeitsgebietes in langgestreckten Zügen ausschließlich im Bereiche der höchsten Erhebungen auf und erscheinen wie der annähernd gleichlaufende Unterkulmstreifen längs des unteren Innerstetales an

den großen Querverwerfungen im ganzen um etwa die gleichen Beträge verschoben (BODE & SCHROEDER, 1913 b). Es handelt sich um einen besonderen Horizont inmitten der Grauwackenschichtenfolge. Hierauf hat schon BODE (BODE & SCHROEDER, 1913 a, S. 32) anläßlich der Kartierung dieses Gebietes hingewiesen und eine petrographische Dreigliederung des mächtigen Grauwackenkomplexes begründet. An Stelle der Bezeichnung „Konglomeratfreie Grauwacke" für die untere und obere Abteilung möchte ich die Namen Untere und Obere Grauwacken vorschlagen; die alte Bezeichnung ist unzutreffend, da nachweislich auch innerhalb dieser „konglomeratfreien Grauwacken" konglomeratische Partien eingelagert sind. Das mittlere Glied sei kurz Konglomeratzone genannt. Mit BODE ist somit zwischen folgenden drei Gliedern zu unterscheiden:

„Konglomeratfreie Grauwacke"	Obere Grauwacken
„Grauwacke mit eingelagerten Bänken z. T. sehr grober Konglomerate"	Konglomeratzone[4])
„Konglomeratfreie Grauwacke, Clausthaler Grauwacke v. Groddeck"	Untere Grauwacken

Die Konglomerate der Konglomeratzone unterscheiden sich generell von den konglomeratischen Einlagerungen der Oberen und Unteren Grauwacken durch die Art ihres Auftretens und die bisweilen beträchtliche Größe ihrer Geröllkomponenten. Sie treten in einheitlichen Zügen deutlich als horizontbeständige, selbständige Zone schon im Gelände hervor im Gegensatz zu den meist als Linsen von nur beschränkter Ausdehnung unregelmäßig und uncharakteristisch in allen Höhenlagen des Gesamtprofiles eingeschalteten und stets geringmächtigen gröberen Partien der Oberen und Unteren Grauwacken. Zwar ist ihre Mächtigkeit und Ausbildung keineswegs ständig die gleiche, dennoch heben sie sich auch rein äußerlich meist von den vereinzelten konglomeratischen Einschaltungen außerhalb der Konglomeratzone, bei denen Komponentengrößen von 10 mm schon eine Seltenheit sind, dadurch gut ab, daß sie durchweg gröber entwickelt sind: An vielen Stellen besitzen die Gerölle dieser echten Konglomerate, oftmals auf längere Erstreckung, Größen bis zu 100 mm.

Die spezielle Ausbildung der unterschiedenen Glieder ist aus der folgenden kurzen Beschreibung der untersuchten Grauwackenprofile zu ersehen. Der Übersichtlichkeit halber sind die mächtigeren tabellarisch wiedergegeben und zweckmäßig durch Zusammenfassung gleichartiger Profilabschnitte zu Schichtengruppen vereinfacht worden. In den Profiltabellen[5]) habe ich alle erwähnenswerten Einzelheiten nur angedeutet; sie sind dann im Begleittext ausführlicher behandelt.

---

[4]) STAHL (1929, S. 119) gebraucht analog für die durch diese Konglomerate, sein „Hauptkonglomerat", getrennten derben Grauwacken die Bezeichnungen „obere und untere Partie der derben Grauwacken"; diese drei Glieder sollen im ganzen Oberharz verbreitet sein. Dagegen ist sein „Basiskonglomerat, das bemerkenswerterweise im SO nach Masse und Korngröße am bedeutendsten ist, gegen NW dagegen schwächer, kleinkörniger und unregelmäßiger wird" (1929, S. 120), in meinem Arbeitsgebiete als geschlossener Horizont meiner Auffassung nach nicht mehr vorhanden.

[5]) Von den Abkürzungen in den Profiltabellen sowie im nachstehenden Text bedeuten:

GB(e) = Grauwackenba(e)nk(e),
GS = Grauwackenschiefer,
SM = Schiefermittel(n),
(H)FH = (Haupt-)Fossilhorizont.

a) Die Unteren Grauwacken

1. Das Profil am Ecksberge: über 75 m

ca. 7.00 m	rauhe GS, inmitten GB (s. Anm. 5, S. 460)	Ob. Bruch
5.00 m	z. T. dreigeteilte GB	„ „
4.00 m	schwächere GBe mit SM	„ „
3.00 m	stärkere GBe fast ohne SM	„ „
5.10 m	stärkere GBe mit bis ½ m starken SM	„ „
1.30 m	GB, liegend z. T. grobkonglomeratartig	„ „
4.20 m	3 GBe mit schwachen SM	„ „
1.50 m	„Übergangszone“	„ „
3.00 m	GS und rauhe Bandschiefer, fossilarm	Unt. u. „ „
2.20 m	„Übergangszone“	„ „ „ „
3.00 m	GB	„ „ „ „
6.30 m	stärkere GBe mit z. T. stärkeren SM	„ „ „ „
3.00 m	GB, hangend mit Tonschieferflasern	„ „ „ „
3.70 m	3 GBe, z. T. schwach konglomeratisch	„ „ „ „
3.00 m	„Übergangszone“	„ „ „ „
5.00 m	Schieferpacken: fossilführende gebänderte Tonschiefer, nach dem Hangenden zu zunehmend klastisch, HFH	„ „ „ „
ca. 12.00 m	stärkere GBe mit SM, z. T. unerschlossen	Unt. Steilhang
4.00 m	„Übergangszone“	„ „
Liegendes: Borbergschichten.		

Die Liegendgrenze der Grauwacken verläuft am Steilhang etwas unterhalb des unteren der beiden Steinbrüche. Die Schichtenfolge des unteren Bruches kehrt in dem mächtigeren Profil des oberen ein zweites Mal wieder, da an einer zwischen den beiden Brüchen von W nach O hindurchstreichenden Verwerfung diese Profile gerade um die Höhendifferenz der beiden Bruchsohlen gegeneinander verworfen sind.

Die gesamte am Ecksberge gefundene Grauwackenfauna entstammt fast ausschließlich dem nahe der Liegendgrenze eingeschalteten Schieferpacken (HFH); die anderen, etwa 21 m höher und hangend anstehenden schiefrigen Horizonte sind derart klastisch, daß sie praktisch als fossilleer zu bezeichnen sind.

Die 3 m mächtige feinkörnige Grauwackenbank, etwa 7 m über dem Schieferpacken, ist im oberen Drittel charakteristisch von zahlreichen bis zu 15 cm großen flachen Brocken aufgearbeiteten Tonschiefers dicht erfüllt; ähnlich ist eine andere Bank, rund 20 m höher, liegend durch meist kantengerundete große Brocken von Tonschiefern und tonig-kalkigen Gesteinen mit einzelnen größeren Quarzkörnern in feinkörniger Grauwackengrundmasse geradezu grobkonglomeratisch entwickelt. Diese Gesteine unterscheiden sich von den echten Konglomeraten sehr wesentlich durch ihre Komponenten insofern, als es sich hierbei um aufgearbeitetes frisch sedimentiertes, und nicht um von weither transportiertes Festlandsmaterial handelt.

Konglomeratische Grauwacken sind im Hangenden dieses Profiles am oberen Ecksberghange recht häufig anzutreffen. In den Steinbrüchen enthält anscheinend nur eine Bank, etwa 5 m über dem Schieferpacken, zonar bis zu 4 mm große Körner, vornehmlich Quarze, und bis zu 10 mm große Schieferstückchen.

2. Das Profil am Bielstein: über 10 m

Von dem an sich noch etwas höher hinaufreichenden Profil ist nur der untere Abschnitt von Interesse, in dem etwa 7 m über Unterkante über wechselnd mächtigen Grauwackenbänken mit Schiefermitteln ein 2,50 m starkes

Schieferpaket aufgeschlossen ist. Einzelne der lagenweise darin reichlicher auftretenden kleinen Kalkkonkretionen enthalten Fossilien, die gleichen, wie der im Ecksbergprofil ein wenig höher eingeschaltete und fossilreichere tiefste Schieferpacken.

3. Das Profil im Steigertale: etwa 130 m

über 20.00 m	Schiefereinlagerung: elliptoidische, feinere fossilhaltige und klastischere gebänderte Schiefer mit GS-Lagen, FH (s. Anm. 5, S. 460)	Fahrweg
2.00 m	„Übergangszone“	„
25.00 m	bis zu 3 m mächtige GBe mit überwiegend schwachen SM	Steinbr.
4.00 m	schwächere GBe mit stärkeren Lagen von GS, gebänderten klastischen Schiefern und fossilführenden feineren Tonschiefern: HFH	„
11.00 m	mächtige GBe mit schwachen SM	z.T. Steinbr.
ca. 7.00 m	Schieferpacken: schlecht aufgeschlossen	Hang und
ca. 60.00 m	mächtige GBe mit SM: schlecht aufgeschlossen	Hangweg
Liegendes:	Borbergschichten: schlecht aufgeschlossen	„

Der etwa 7 m mächtige Schieferpacken, nach dem mit großen Lücken aufgeschlossenen Hangwegprofile ungefähr 60 m über der Liegendgrenze gelegen, ist von der Stelle, wo sich der Hangweg — von hier ab in diesen Schiefern weiter verlaufend — fast im rechten Winkel nach Osten wendet, den Hang hinunter deutlich zu verfolgen und bildet in Höhe der Talsohle das Liegende des untersuchten Steinbruchs- und Fahrwegsprofilabschnittes.

Der tiefste, 4 m mächtige schieferreiche Horizont dieses Abschnittes enthält außer mehreren schwächeren Grauwacken- und Grauwackenschieferbänken fossilführende feinere, nur schwach gebänderte Tonschieferlagen (HFH). Eine ungewöhnlich mächtige Schieferserie beschließt dieses Profil. Sie besteht aus durchweg elliptoidisch sich sondernden feineren Schiefern, Bandschiefern und stärkeren klastischen Bänken. Versteinerungen waren in diesen Schiefern, die infolge ihres ausgeprägten elliptoidischen Zerfalls kaum noch nach den Schichtflächen spalten, nur spärlich zu gewinnen (FH).

Konglomeratische Partien fehlen anscheinend. In einzelnen Bänken finden sich auch hier gelegentlich Lagen mit großen Brocken von Tonschiefern und tonig-kalkigen Gesteinen oder mit vereinzelten größeren Quarzkörnern in feinkörniger Grundmasse.

4. Das Profil des Trogtaler Bruches: über 85 m

über 20.00 m	stärkere GBe mit SM (s. Anm. 5, S. 460)	Ob. Bruch
2.50 m	schwächere GBe mit SM	„ „
6.00 m	GBe fast ohne SM	„ „
5.20 m	„Übergangszone“	„ „
17.00 m	Hauptschiefer: fossilführende, konkretionsreiche feinere und stärker klastische Bandschiefer: HFH	Unt. „
2.30 m	2 GBe	„ „
2.00 m	Schieferpacken: gebänderte Schiefer	„ „
3.50 m	schwächere GBe mit SM	„ „
3.70 m	3 GBe fast ohne SM	„ „
5.50 m	bis zu ½ m dicke GBe mit stärkeren SM	„ „
5.00 m	2 BGe, die obere mit einer durchgehenden, ½ m starken konglomeratischen Zone	„ „

3.00 m dünne GBe mit SM und fossilhaltiger 80 cm starker Schieferlage (FH) darin; liegend GB mit großen Tonschieferflasern Unt. Bruch
12.30 m sehr mächtige GBe, meist ohne SM „ „
Liegendes: unaufgeschlossen Talsohle

Der mittlere Teil des ausgedehnten Trogtaler Steinbruchsaufschlusses einschließlich des hier auf einer zweiten Sohle begonnenen oberen Bruches zeigt das mitgeteilte Profil vollständig in allen seinen Einzelheiten. In dem südlich anschließenden Abschnitte begünstigt eine der senkrechten Bruchwand anliegende große Schieferhalde petrographische und faunistische Beobachtungen.

Die unteren 20 m des Trogtaler Profiles zeichnen sich durch besonders mächtige und feste Grauwackenbänke aus, die vielfach ganz ohne Schiefermittel aufeinanderfolgen. Etwa 10 m über der Bruchsohle liegt darin ein 3 m mächtiger schieferreicher Horizont mit einer Lage fossilführender gebänderter Tonschiefer (FH). Die tiefsten Schichten dieses Horizontes sind wie die beschriebene charakteristische Bank am Ecksberge konglomeratartig ausgebildet mit feinkörniger, z. T. auch konglomeratischer Grauwackengrundmasse und aufgearbeiteten, bis zu 20 cm großen Tonschieferflasern. Die obere der beiden Grauwackenbänke darüber besitzt als einzige Bank eine in dem langgestreckten Aufschlusse durchgehende, über 50 cm starke konglomeratische Zone mit kleinen Geröllen bis zu 8 mm.

Der wichtigste Horizont dieses Profiles ist der über 16 m mächtige Trogtaler Hauptschiefer: liegend etwa 7 m lagenweise feinklastische und außerordentlich fossilreiche milde Tonschiefer (HFH). Schichtweise finden sich darin unzählige große und kleine Kalkkonkretionen, die häufig körperlich erhaltene Goniatiten und auch andere Fossilien einschließen. Darüber liegen etwa 7 m rauhere Schiefer mit stärkeren klastischen Lagen und zu oberst 2 m ebenfalls fossilärmere Bandschiefer.

Über dem Hauptschiefer folgen eine rund 5 m mächtige „Übergangszone" und dann in einförmiger Weise Grauwackenbänke mit Schiefermitteln ohne Einschaltung weiterer Schieferhorizonte oder nennenswerter grobentwickelter Lagen.

Dagegen steht in einem kleinen Steinbruch im unteren Teufelstale (Aufschluß 4 a, s. Abb. 1), nur 20 m westlich einer unmittelbar hinter dem südlichsten Bruche quer über den Hang nach NW verlaufenden Verwerfung, nochmals eine mächtigere Grauwackenbank mit einer ½ m starken konglomeratisch entwickelten Zone an, die ebensowenig wie die schon erwähnten konglomeratischen Grauwacken des Ecksberges und die des Trogtaler Berges genauer zu horizontieren ist.

5. Das Profil am mittleren Schwarzenberghange: über 2 m

Von den zahlreichen kleineren Aufschlüssen in dem Gebiete zwischen dem Steigertalaufschluß 3 und dem Aufschluß des Schwarzenberg-Hohlweges 6 ist nur dieses kleine Profil zu nennen, in dessen stark transversal geschieferten Tonschiefern sich zufällig ein schlecht erhaltener, für die Unteren Grauwacken bezeichnender Goniatitenrest fand.

6. Das Profil des Schwarzenberg-Hohlweges: etwa 30 m

In der Böschung des tief eingeschnittenen obersten Hohlwegabschnittes sind etwa 30 m Grauwacken mit einem rund 7 m mächtigen Schieferhorizont an der Basis aufgeschlossen.

Die Schiefer sind stark verwittert. Die im unteren Teile in großer Zahl darin auftretenden kalkigen Lagen und Konkretionen sind vollständig ausgelaugt und nur noch an dem lettig-tonigen Rückstand zwischen den festeren Schiefern und in den Linsenhohlräumen zu erkennen. Die reineren Tonschiefer sind sehr arm an kohligen Bestandteilen, sie haben ein bleiches Aussehen und besitzen nur eine geringe Festigkeit. Die Fauna dieser Schiefer ließ sich, da frisches Gestein trotz größter Anstrengungen nicht freizulegen war, vermutlich nur zu einem kleinen Teile erfassen. Fossilreste sind lagenweise, besonders in den kalkigen Partien, durchaus nicht selten, aber aus dem zersetzten, bröckeligen Material nur höchst mühsam zu gewinnen. Die hangenden Schichten sind reicher an klastischen Lagen und dunkleren Tonschiefern in der gewöhnlichen Ausbildung, aber arm an Fossilien.

Über den Schiefern folgen noch etwa 30 m stärkere Grauwackenbänke, die teilweise etwas grobkörniger, aber frei von Konglomeratlagen sind. Die ersten echten Konglomerate finden sich auf der Kuppe des Schwarzenberges, ungefähr 50 m höher im Profil; sie kennzeichnen damit das Hohlwegprofil als den höchsten Horizonten der Unteren Grauwacken zugehörig.

b) Die Konglomeratzone

Innerhalb des Verbreitungsgebietes der Konglomerate (s. Abb. 1) fehlen zusammenhängende große Profilaufschlüsse vollständig. An einigen Punkten sind die Konglomerate selbst aufgeschlossen; so am Südwestabfall des Hohesteins, auf dem Gipfel des Schwarzenberges und im oberen Gegental, ferner am Südhang des Ob. Gr. Bakenberges. Das Einfallen ist außerdem nur noch an wenigen anderen Stellen erkennbar. Ich war deshalb bei meinen Untersuchungen über die Art des Auftretens der Konglomerate im wesentlichen auf eine gründliche Begehung dieses unzulänglich erschlossenen Gebietes angewiesen.

Wenn man zwischen gröberen und konglomeratischen Grauwacken mit Komponentengrößen bis etwa 10 mm und Konglomeraten mit auch größeren Geröllen, sowie groben Konglomeraten, die Gerölle über 30 mm enthalten, unterscheidet, ergibt sich für die auf der geologischen Karte (BODE & SCHROEDER, 1913 b) eingezeichneten Konglomeratvorkommen ganz allgemein folgende Ausbildung:

Grobe Konglomerate — zusammen mit feineren, sowie mit konglomeratischen Grauwacken — ausschließlich am weitesten südöstlich: Granetal—Kalte Birke—oberes Gegental (hierzu das isolierte Vorkommen auf dem Schwarzenberggipfel), zwischen dem Lindtalskopf und Ob. Gr. Bakenberge, am Nordostabfall dieses Berges hinunter ins Gr. Steimkertal und jenseits quer über die Nordwestabdachung des Sangenberges hinweg bis zum Grimmtal. Konglomerate und konglomeratische Grauwacken jeweils weiter nordwestlich, annähernd parallel hierzu: Taterngrund—Hohestein—Lageswarte und am Ob. Gr. Bakenberge. Nur geringfügige Spuren konglomeratischer Grauwacken liegen den am weitesten nordwestlich eingetragenen Vorkommen zugrunde: an der Vogelherdhöhe, am Unt. Gr. Bakenberge und Sprengelsberge, sowie insbesondere auf dem Rücken des Steimker-, Voßtaler- und Grimmberges. Die unbedeutenden konglomeratischen Partien am Lindtalskopfe entsprechen vermutlich den ähnlichen Einlagerungen, die am mittleren Schwarzenberghange z. T. sogar anstehend festzustellen sind und hier ohne Zweifel mitten in den Unteren Grauwacken auftreten.

Ebenso wie von SO nach NW ist auch in der Nordost-Richtung, also im Streichen, eine gewisse Abnahme der Komponentengrößen, am deutlichsten für die südöstlichsten Vorkommen zu erkennen: Im Süden erreichen die Gerölle Größen bis zu 100 mm, im Norden werden schon 60 mm kaum mehr überschritten. Die nordwestlichen konglomeratischen Einlagerungen sind unter sich ausgeglichener: Komponentengrößen von 20 bzw. 10 mm für die nordwestlichsten Vorkommen zählen schon zu den Ausnahmen, weswegen hier die Größenabnahme nicht mehr so auffällig in Erscheinung tritt.

Nach den Untersuchungen Stahl's (1929, S. 118 f.), die in der Umgebung von Clausthal ihren Ausgang nehmen und sich über das ganze Oberharzer Kulmgebiet erstrecken, gehören die in den verschiedenen Teilgebieten inmitten der Grauwackenschichtenfolge auftretenden Konglomerate sämtlich einem einzigen, allgemein verbreiteten und niveaubeständigen Horizonte, dem „Hauptkonglomerat", an.

Bode (Bode & Schroeder, 1913 a, S. 101) vertritt dagegen die Ansicht einer „mehrere Konglomerathorizonte übereinander enthaltenden Konglomeratzone", weist aber gleichzeitig darauf hin, daß „das wiederholte Hervortreten paralleler Züge konglomeratischer Horizonte in der Grauwacke, z. B. zwischen Lindtalsberg und Sprengelsberg, wohl nur als eine Folgeerscheinung der Zusammenfaltung gedeutet werden kann. Die freilich nur an wenigen Stellen ausführbaren Beobachtungen des Einfallens bestätigen diese Annahme".

Die kartographische Darstellung (Bode & Schroeder, 1913 b) vermittelt allerdings kein brauchbares Bild; sie erweckt geradezu den Eindruck, als ob eine gleichmäßige steile Aufrichtung oder Isoklinalfaltung vorherrscht.

Die von Stahl neubearbeitete Geologische Karte, Bl. Lutter am Berge, in die mir Herr Bergrat Dr. Stahl freundlicherweise vor der Veröffentlichung Einblick gewährte, erklärt m. E. die tatsächlich zu beobachtenden Verhältnisse vielfach reichlich gezwungen im Sinne seiner zugrunde gelegten Auffassung. Stahl beruft sich darauf, daß stets 3 bzw. am Ob. Gr. Bakenberge 5 parallele Züge angedeutet seien, und erblickt darin den Beweis für das Vorhandensein eines einzigen, nur mehrfach gefalteten Konglomerathorizontes. Dem ist entgegenzuhalten, daß als einheitlicher Zug und damit als niveaubeständiger einheitlicher Horizont höchstens der südöstlichste anzusprechen ist, daß dagegen schon die mittleren Vorkommen und vor allen Dingen die nordwestlichsten konglomeratischen Einlagerungen auf Grund ihrer verschiedenartigen Ausbildung und nach Art ihres Auftretens sichere Anzeichen für die Zugehörigkeit zu in sich geschlossenen Horizonten oder gar zu dem „Hauptkonglomerat" als einzigem konglomeratischen Horizont so ziemlich ganz vermissen lassen.

Ich glaube daher nicht, daß sich die von Stahl in der Umgebung von Clausthal festgestellten Verhältnisse ohne weiteres auf den nordwestlichsten Oberharz übertragen lassen. Die Regellosigkeit der Ausbildung, der häufige Wechsel der Gesteine erscheinen mir ohnehin als eine grundlegende Eigenschaft der Grauwacken.

Vielmehr möchte ich für mein Arbeitsgebiet der Auffassung Bode's, die ja bei der Kartierung ebendieser Gegend gewonnen wurde, den Vorzug geben, weil sie ungezwungener den Tatsachen gerecht zu werden scheint.

Die Ausbildung der Konglomeratzone als jenes Teiles der Grauwackenschichtenfolge, der in relativ großer Zahl und auffallend grobentwickelte Konglomerathorizonte, bzw. mehr oder weniger ausgedehnte linsenförmige Konglomerateinlagerungen enthält gegenüber den Unteren und Oberen Grau-

wacken mit ihren nur ganz vereinzelten und unbedeutenden konglomeratischen Partien, ist petrogenetisch auch am ehesten verständlich: Nach einer vermutlich sehr erheblichen Änderung der Sedimentationsbedingungen — Landhebung, Küstenverschiebung, Klimaveränderung u. dgl. — werden plötzlich in breiter Front und dichter Folge Konglomerate abgesetzt. Zunächst kommt es zur Ablagerung besonders grober Konglomerate, die vielleicht dem „Hauptkonglomerat" entsprechen, und unter Fortdauer der Grauwackensedimentation wenigstens im nordwestlichen Oberharze später zu weiteren Konglomeratschüttungen; da diese jedoch nach und nach an Stoßkraft einbüßen, führen sie ständig weniger grobes Material zu und betreffen das Sedimentationsgebiet immer ungleichmäßiger. Das allmähliche Ausklingen dieser lebhaftesten Sedimentationsphase erklärt dann von selbst die fehlende scharfe Hangendgrenze gegen die den Unteren Grauwacken gleichartigen und unter ähnlichen, wieder ruhigeren Bedingungen abgelagerten Oberen Grauwacken.

Für die vorliegende Arbeit ist die Frage, ob nach STAHL die Gesamtheit der Konglomerate einem einzigen und infolgedessen beschränkt mächtigen Horizonte angehört, oder ob im Sinne BODE's mit mehreren Konglomerathorizonten innerhalb einer mächtigen und dieserhalb als Konglomerat-Zone bezeichneten Grauwackenschichtenfolge zu rechnen ist, von untergeordneter Bedeutung. Ihre Beantwortung wirkt sich nur bei der Schätzung der Mächtigkeit des Grauwackengesamtprofiles mindernd oder vermehrend aus und wurde bereits im vorigen Abschnitt berücksichtigt. Da alle wichtigen Faunenfundpunkte nach beiden Auffassungen einwandfrei unter oder über den Konglomeraten bzw. außerhalb der Konglomeratzone gelegen sind, bedarf es keiner weiteren Erörterungen über den Wechsel von Unteren und Oberen Grauwacken innerhalb des Verbreitungsgebietes der Konglomerate infolge von Sattel- und Muldenbildungen, noch überhaupt besonderer Angaben über die im einzelnen ungewissen Faltungsverhältnisse im Bereich der Konglomeratzone.

7. Anstehendes auf dem Gipfel des Schwarzenberges

In den anstehenden groben Konglomeraten des Schwarzenberggipfels fand sich ein Pflanzenrest. Die Konglomeratbank ist mit dem Liegendzug durch einen Luftsattel in Verbindung zu denken. Die flache Lagerung, bzw. erneute Einmuldung an dieser Stelle bedingt das isolierte Vorkommen allein auf der höchsten Erhebung. Die Mächtigkeit der Konglomerate ist hier nicht feststellbar, im oberen Gegentale beträgt sie etwa einen, am Hohestein sogar mehrere Meter.

Die sehr verschiedenartigen groben Konglomeratkomponenten geben an sich einen recht zuverlässigen Anhalt für den petrographischen Aufbau des Ursprungslandes. Die feinklastische Füllmasse enthält ebenso wie die Grauwacken und die feinsten Sedimente, die Tonschiefer, nur noch die einzelnen mineralogischen Bestandteile dieser Muttergesteine, sie lassen aber auf diese selbst wegen der weitgehenden mechanischen und chemischen Zerstörung und der durch den Transport bedingten Aufbereitung der Zerfallsprodukte kaum noch irgendwelche Rückschlüsse zu.

Neben Geröllen von Gangquarzen, Quarziten, Grauwacken, Ton- und Kieselschiefern als häufigste Konglomeratkomponenten sind stark abgerollte harzfremde Granite, Porphyre und serizitische Schiefer unbekannter Herkunft von besonderem Interesse. Weitere Angaben hierüber finden sich in den Erläuterungen zur Geologischen Karte, Bl. Lutter am Berge (BODE & SCHROEDER,

1913 a, S. 28 f.) und Bl. Seesen (Bode, 1907 a, S. 19 f.), auf die ich kurz verweisen möchte.

Eine zusammenhängende gründliche Untersuchung speziell dieser in so vieler Hinsicht bedeutsamen Konglomerate des Oberharzer Kulms in der Art, wie Stöcke (1928) die Kulmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges bearbeitet hat, steht noch aus. Um sichere Schlußfolgerungen außer auf die Zusammensetzung des der Abtragung unterliegenden Festlandes auch betreffs der Lage desselben und der petrogenetischen Verhältnisse ziehen zu können, wird es notwendig sein, unter Berücksichtigung der Veränderungen der Komponentengrößen hierfür das ganze Oberharzer Kulmgebiet oder zumindest ein größeres Teilgebiet heranzuziehen. Mit einer derartigen Arbeit ist ein Schüler Herrn Prof. Born's, Herr Dipl.-Berg-Ing. Mempel, im Sösegebiet, wo die gröbsten Konglomerate und bedeutendsten Konglomerathorizonte aufgeschlossen sind, z. Zt. noch beschäftigt.

8. Die Aufschlüsse im oberen Granetale

Daß Schiefereinlagerungen auch in der Konglomeratzone auftreten, erwähnt schon Bode (Bode & Schroeder, 1913 a, S. 30). Einige wenige, allerdings nicht leitende Fossilien habe ich nur in den mächtigen, neuerdings vorzüglich aufgeschlossenen, aber durchweg rauhen Band- und Grauwackenschiefern im oberen Granetale gefunden. Bode (Bode & Schroeder, 1913 a, S. 30) gibt die Mächtigkeit dieser Schiefer, deren Hangendes und Liegendes in keinem der Aufschlüsse zu beobachten ist, mit nur 7 m an.

c) Die Oberen Grauwacken

9. Das Profil im oberen Neiletale: rund 17 m

über 4.00 m	Schieferpacken: schlecht aufgeschlossen	Br.-Stoß
1.75 m	GBe mit SM (s. Anm. 5, S. 460)	Steinbr.
0.70 m	rauhe Bandschiefer, ohne Fauna	„
7.60 m	bis 2 m starke GBe, fast ohne SM	„
0.60 m	schiefrige GB	„
0.35 m	GB	„
über 1.50 m	fossilreiche milde Tonschiefer mit GS-Lagen und Grauwackenbänkchen, F H	Br.-Stoß

Liegendes: unaufgeschlossen.

Dieses Profil ist als tiefstes über der Konglomeratzone deshalb von besonderer Bedeutung, weil in den liegenden Schiefern eine kleine Fauna enthalten ist, die zusammen mit der des Hohlwegsprofiles 6 unmittelbar unter der mit stratigraphisch wichtigen Fossilien nicht belegten Konglomeratzone eine einigermaßen genaue Altersfestlegung derselben ermöglicht.

10. Das Profil im Gr. Steimkertale: etwa 190 m

über 7.00 m	GBe mit stärkeren SM und 3 z. T. fossilreichen Schieferlagen von je 60 cm: F H V, darin konglomeratartige Lage (s. Anm. 5, S. 460)	Westl. Br.
16.50 m	vorwiegend mächtige GBe, z. T. konglomeratisch	„
9.50 m	GBe mit SM; hangend 1.70 und liegend 4.50 m starker Schieferpacken: fossilreiche feine Bandschiefer mit Kalkkonkretionslagen, F H IV	„
über 20.00 m	mächtigere GBe mit einzelnen stärkeren SM	„
ca. 6.00 m	GBe mit SM: unzureichend aufgeschlossen	Hangweg

ca. 2.50 m	Schieferpacken: unzureichend aufgeschl.	Hangweg
ca. 13.00 m	GBe mit SM: unzureichend aufgeschlossen	„
ca. 1.00 m	Schieferlage: unzureichend aufgeschl.	„
ca. 2.50 m	GBe mit SM: unzureichend aufgeschlossen	„
ca. 2.00 m	Schieferpacken: unzureichend aufgeschl.	„
ca. 5.50 m	GBe mit SM: unzureichend aufgeschlossen	„
9.50 m	schwächere GBe mit SM und 2 Schieferlagen von 1.00 und 1.20 m: fossilreiche meist feinere, wenig gebänderte Tonschiefer: FH III	Östl. Br.
28.50 m	sehr mächtige GBe mit SM, t. grobkörnig, 1 GB mit über ½ m starker konglomeratischer Zone	„
13.70 m	dünne GBe und stärkere GS-Lagen mit Schieferpacken von 2.60 m: gebänderte, sehr klastische Schiefer, fossilführend: FH II	„
ca. 30.00 m	starke GBe mit SM, z. T. mit Tonschieferflasern	„
rd. 18.00 m	Schiefereinlagerung: meist rauhe GS und Bandschiefer, lagenw. fossilführend, FH I	Berghang
Liegendes:	GBe mit SM: schlecht aufgeschlossen	„

Das für die Oberen Grauwacken bedeutsamste und ergiebigste aller untersuchten Grauwackenprofile ist dieses insgesamt bald 200 m mächtige Profil zweier nahbenachbarter Steinbrüche und der dazwischenliegenden, derzeit noch etwa 30 m breiten Hangrippe. Diese mittlere Partie ist noch unvollkommen erschlossen, doch läßt sich deren Schichtenfolge aus den vorhandenen Schürfen am Hangweg ziemlich genau ermitteln; in den Steinbrüchen ist infolge des steilen Einfallens jede einzelne Schicht gut angreifbar. Die beim Abbau der Grauwacken anfallenden Schiefermassen finden sich förmlich gesondert nach den einzelnen Schiefereinlagerungen in gewaltigen Mengen auf den verschiedenen Halden; von diesen gehört die unterste Halde zu den in jeder Beziehung gleichartigen Schieferpaketen des nördlichen, unteren Bruches und die oberste zu der mächtigen liegenden Schiefereinlagerung. Die bereits oben erwähnten Profilabschnitte 10 a und 10 b umfassen die Schichtenfolgen des oberen bzw. des unteren Steinbruches.

Die an der Basis des unteren Profilabschnittes a auftretende mächtige Schiefereinlagerung (Fossilhorizont I: vorwiegend Begleitfauna enthaltend) besteht zum größten Teile aus Grauwackenschiefern und untergeordnet feineren Schiefern, die durch verschieden klastische Lagen manchmal sehr gleichmäßig gebändert erscheinen. Fossilhaltig sind fast nur die dünnen dunklen Schmitze aus allerfeinstem Sedimentmaterial.

Ein schieferreicher Horizont, von den liegenden Schiefern durch eine mächtige Grauwackenschichtenfolge — darin einige Bänke mit Tonschieferflasern — getrennt, ist aus schwachen Grauwackenbänken, schiefrigen Grauwacken und gebänderten, sehr rauhen Schiefern aufgebaut. In diesem Horizont haben sich Fossilien nur in einem 2,30 m starken Packen klastischer Schiefer (Fossilhorizont II: vorwiegend *Dimorphoceras discrepans* enthaltend) häufiger gefunden, meist vereinzelt, weniger an besondere Schichten geknüpft.

Darüber folgen fast 30 m z. T. über 5 m mächtige, mehrfach zonenweise grobkörnig entwickelte Grauwackenbänke mit schwächeren und einigen etwas stärkeren rauhen Schiefermitteln. Eine der mächtigsten dieser Bänke enthält eine ½-m-Lage konglomeratischer Grauwacke.

Bis zu dem schlecht aufgeschlossenen Mittelstück reihen sich etwa 10 m schwächere Grauwackenbänke mit Schiefermitteln und zwei Schieferlagen ein:

vorwiegend milde, nur schwach gebänderte und schichtweise äußerst fossilreiche Tonschiefer (Fossilhorizont III: vorwiegend *Glyphioceras subc. subcircularis* enthaltend).

Der obere Profilabschnitt b setzt mit etwa 20 m durchweg mächtigeren Grauwackenbänken mit einzelnen etwas stärkeren und fossilhaltigen Schiefermitteln ein. Es folgen zwei einander in jeder Beziehung sehr ähnliche Schieferpakete (Fossilhorizont IV: vorwiegend *Glyphioceras gran. poststriatum* enthaltend) und zwischen diesen mehrere Grauwackenbänke von zusammen rund 3 m Mächtigkeit. Die Schiefer sind außerordentlich fossilreich und partienweise sehr gleichmäßig gebändert; sie zeichnen sich namentlich in der unteren Hälfte durch einen großen Reichtum an Kalkkonkretionen aus. Letztere sind bevorzugt in den fossilreichsten Schichten anzutreffen, deren Kalkgehalt sich nachträglich vielfach um einen Fossilrest als Kern konzentriert hat; in diesen findet man die sonst stets vollkommen flachgedrückten Fossilien, insbesondere Goniatiten, in prächtigster vollkörperlicher Erhaltung in großer Fülle.

Über den beiden Schieferpaketen liegen noch rund 16 m von stärkeren Schiefereinlagerungen freie Grauwackenbänke; darunter befindet sich eine zweite Bank mit einer fast 1 m starken konglomeratischen Lage. Hangend sind zwischen schwächere Grauwackenbänke nochmals drei fossilhaltige, z. T. stark klastische Schieferlagen, mit konglomeratartigen Einlagerungen darin, eingeschaltet (Fossilhorizont V: vorwiegend *Glyphioceras gran. poststriatum* enthaltend).

11. Das Profil im unteren Neiletale: etwa 95 m

ca. 4.00 m	Schiefereinlagerung: schlecht aufgeschl.	Fahrweg
ca. 20.00 m	unaufgeschlossen	„
8.00 m	GBe mit schwachen SM (s. Anm. 5, S. 460)	Steinbr.
2.30 m	Schieferpacken: fossilführende feinere Tonschiefer, hangend mit klastischen Lagen, F H	„
15.00 m	mächtige GBe mit schwächeren SM, z. T. grobkörnig; darunter eine starke GB mit schwacher konglomeratischer Lage	„
ca. 40.00 m	unaufgeschlossen	Fahrweg
über 5.00 m	Schiefereinlagerung: schlecht aufgeschlossen	„
Liegendes:	unaufgeschlossen	„

Im unteren Neiletale ist in einer Reihe kleinerer Steinbrüche und im Straßenanschnitt ein sehr mächtiges Profil allerdings mit großen Lücken und wenig übersichtlich aufgeschlossen. Einen Ausschnitt daraus stellt das mitgeteilte Profil dar, das in dem größten dieser Steinbrüche und beiderseits anschließend in der Wegeböschung freigelegt ist. Fossilreste habe ich hauptsächlich in dem schiefrigen Haldenmaterial, das dem einzigen Schieferpacken dieses Bruches entstammt, einige wenige Stücke in den anstehenden Schiefern selbst gefunden. Die hangenden und liegenden Grauwackenbänke folgen mit nur schwachen Schiefermitteln aufeinander und erreichen Mächtigkeiten bis zu 4 m. Einzelne dieser Bänke sind etwas grobkörniger entwickelt; eine Bank enthält eine schwache konglomeratische Lage.

Stärkere konglomeratische Lagen sind im unteren Neiletale nirgends festzustellen gewesen. Mächtigere Schiefereinlagerungen sind dagegen vielfach anzutreffen und anscheinend in relativ dichter Folge eingeschaltet.

Die beiden konglomeratischen Grauwackenbänke des Profiles 10, die übrigens den Hang hinauf noch eine Strecke zu verfolgen sind, beweisen, daß auch den Oberen Grauwacken konglomeratische Einlagerungen nicht fehlen. Die häufige Einschaltung schiefriger Horizonte und der größere Fossilreichtum in den Oberen Grauwacken — es fanden sich mehrfach tierische Reste in stark klastisch entwickelten Schiefern, in einigen Fällen auch in den dünnen Schiefermitteln und sogar in Grauwacken — sind daher bei sonst weitestgehender Übereinstimmung und Gleichartigkeit der Oberen und Unteren Grauwacken des nordwestlichen Oberharzes deren einzige äußeren Unterschiede.

Die Ausbildung der im vorstehenden beschriebenen Aufschlußprofile hat bei der Ausarbeitung der oben eingefügten Normalprofil-Skizze (Abb. 3) in der Hauptsache als Anhalt gedient und ist ebenso wie die petrographische Gliederung des Kulms schematisch darin veranschaulicht worden; im einzelnen ist letztere, tabellarisch zusammengefaßt, aus der Gegenüberstellung der petrographischen und faunistischen Gliederung (Tabelle 2) ersichtlich.

D. Die faunistische Gliederung des Kulms und die Faunenverteilung

Von Übergangsbildungen abgesehen sind die liegenden Alaunschiefer die tiefsten Schichten des Oberharzer Kulms; die wenigen Fossilreste, die man bisher in diesem Horizonte gefunden hat, sind einhellig nicht deutbar. Der größte Teil der Kieselschieferserie ist praktisch fossilleer; erst in den höchsten Horizonten derselben ist eine zur näheren Altersbestimmung geeignete Fauna enthalten, die diese Schichten zusammen mit den untersten Posidonienschiefern als zur Zone III α gehörig erweist.

Die Zone III α

Zone des *Glyphioceras crenistria* PHILL.

Über 20,00 m

Die liegende Grenze dieser Zone ist ebensowenig zu ermitteln, wie es mangels leitender Fossilien unmöglich ist, die stratigraphische Stellung der tieferen Kulmkieselschiefer, die vielleicht als Äquivalente der Zonen I und II anzusehen sind, zu der von H. SCHMIDT gegebenen Gliederung im einzelnen genauer festzulegen.

Dieser Zone gehören von den WEIGELT'schen Horizonten an:

die hangenden Adinole mit Kalkbänken (Kieselkalke)
das Steigertal-Niveau
der Grenzkalk-Horizont
die Riesberg-Schichten

mit den Goniatiten:

Glyphioceras crenistria PHILL.
Muensteroceras truncatum PHILL.
Nomismoceras germanicum H. SCHM.
Nomismoceras grimmeri KITTL
Prolecanites serpentinus PHILL.
Pronorites cyclolobus PHILL.
Sagittoceras ? discus ROEM.

Tabelle 2

Petrographisch:				Leitform	Faunistisch:		
allgemein		Haupthorizont z. T. n. WEIGELT	Unterhorizont bzw. Aufschluß		(Abt.)	Subzone	Hauptzone H. SCHMIDT
OBERER KULM	derbe Grauwacken	Obere Grauwacken	unt. Neiletal (11)	*Glyphioceras granosum poststriatum* BRG.	b		
			Gr. Steimkertal (10 b)	..... und	...	2	
			ob. Neiletal (9 a)	„ *subcircularis subcircularis* MILL.	a		
		Konglomerat-Zone	ob. Granetal (8)		..?	1/2?	
			Schwarzenberg-Gipfel (7)			.....	III γ
		Untere Grauwacken	Schwarzenberg-Hohlweg (6)				
			Schwarzenberg-Hangweg (5)	„ *striatum crenistriatum* BIS.	b		
			Trogtaler Bruch (4)				
			Steigertal-Bruch (3)	..... und	...	1	
			Bielstein-Hangweg (2)				
			Ecksberg-Bruch (1)	„ *granosum spirale* PHILL.	a		
UNTERER KULM	Posidonienschiefer	Borberg-Schichten	höchste Horizonte				
			obere Horizonte	„ *striatum waldeckense* HAUBOLD		6	
			mittlere Horizonte	„ „ *waddingtoni* BIS.		5	
			untere Horizonte	„ „ *elegans* BIS.		4	III β
		Obere Lautenthaler Schichten					
		Mittlere Lautenthaler Schichten		„ „ *falcatum* ROEM.		3	
		Untere Lautenthaler Schichten	„Posidonienkalk“				
			—	„ „ *striatum* SOW.		2	
			„Knotenkalk“				
			—	„ „ *spirifer* ROEM.		1	
			intermedium-Bank	„ *intermedium* n. sp.			III α/β
		Riesberg-Schichten					
		Grenzkalk-Horizont		„ *crenistria* PHILL.			III α
	Kieselschiefer	Steigertal-Niveau					
		Hangende Adinole mit Kalkbänken = Kieselkalke					
		Adinol-Stufe					?
		Lydit-Stufe					I & II
Liegendes: OBER-DEVON							

Gegenüberstellung

der petrographischen und faunistischen Gliederung des Kulms im nordwestlichsten Oberharze

und der von WEIGELT angegebenen Begleitfauna[6]); neu kommen hinzu:

Chonetes (Ch.) longispinus var. *sinuata* PAECK.
Chonetes (Plicochonetes) waldschmidti PAECK.
Cylindraspis sp.

Die Übergangszone III α/β
Zone des ***Glyphioceras intermedium*** n. sp.
Ungefähr 0,15 m

Eine neue Form, die als alleinige *Glyphioceras*-Art in einer nur geringmächtigen Zone, in dem untersten Horizont der Unteren Lautenthaler Schichten in großer Zahl auftritt, ließ die Ausscheidung einer Übergangszone III α/β als zweckdienlich erscheinen.

Dieser Zone gehören — von den WEIGELT'schen Horizonten — an:
die Unteren Lautenthaler Schichten bis annähernd 15 cm über Unterkante mit den Goniatiten:

Glyphioceras intermedium n. sp.
Muensteroceras truncatum PHILL.
Nomismoceras germanicum H. SCHM.
Pronorites cyclolobus PHILL.

und der von WEIGELT angegebenen Begleitfauna.

Die Zone III β
Zone der ***Glyphioceras striatum***-Gruppe
Rund 30—35 m

Mit dem Erscheinen des ersten Glyphioceraten der *striatum*-Gruppe beginnt in den Unteren Lautenthaler Schichten, etwa 15 cm über Unterkante, die Zone III β. Der rasche Wechsel kurzlebiger Unterarten erlaubte ihre Aufteilung in die folgenden sechs Teilzonen:

6. Subzone des *Glyphioceras str. waldeckense* HAUBOLD
5. Subzone des *Glyphioceras str. waddingtoni* BIS.
4. Subzone des *Glyphioceras str. elegans* BIS.
3. Subzone des *Glyphioceras str. falcatum* ROEM.
2. Subzone des *Glyphioceras str. striatum* SOW.
1. Subzone des *Glyphioceras str. spirifer* ROEM.

Hierbei setzt eine jede dieser Teilzonen — ebenso wie die Hauptzone und überhaupt alle ausgeschiedenen faunistischen Horizonte — mit derjenigen Schicht ein, in der die zugehörige Leitart erstmalig allgemein verbreitet ist. Die Grenzen sind in den seltensten Fällen scharf, weil meist schon ein wenig vorher mehr oder minder anklingende Formen vereinzelt anzutreffen sind. Innerhalb ihrer Subzone erreicht die jeweilige Leitart ihre Blüteperiode und das Maximum ihrer Verbreitung, stirbt aber gewöhnlich erst in einer der nächstfolgenden Subzonen aus. Die Hauptzone reicht bis in die höheren Borberg-Horizonte hinauf; die höchsten Borberg-Schichten enthalten bereits Glyphioceraten, die für die Zone III γ bezeichnend sind.

---

[6]) Wo die Angabe der Begleitfauna nur auf eine Wiederholung der WEIGELT'schen Tabelle II (1919, S. 252 ff.) hinausgelaufen wäre, habe ich von ihrer nochmaligen namentlichen Aufführung — sowohl hier, wie auch in meiner Gesamtfossilliste — Abstand genommen.

Die Teilzone III β, 1

Subzone des ***Glyphioceras str. spirifer*** ROEM.

Etwa 0,35 m

Dieser Subzone gehören — von den WEIGELT'schen Horizonten — an:
die Unteren Lautenthaler Schichten von ungefähr 15 cm über Unterkante bis zum Knotenkalk
mit den Goniatiten:

Glyphioceras striatum spirifer ROEM.
Glyphioceras striatum ? ovale BRG.
Glyphioceras intermedium n. sp.
Nomismoceras germanicum H. SCHM.
Pronorites cyclolobus PHILL.
Sagittoceras brüningianum H. SCHM.

und der von WEIGELT angegebenen Begleitfauna.

Die Teilzone III β, 2

Subzone des ***Glyphioceras str. striatum*** SOW.

Etwa 1,15 m

Dieser Subzone gehören — von den WEIGELT'schen Horizonten — an:
die Unteren Lautenthaler Schichten oberhalb des Knotenkalkes, außer dem Posidonienkalk-Horizont
mit den Goniatiten:

Glyphioceras striatum striatum SOW.
Glyphioceras striatum spirifer ROEM.
Nomismoceras germanicum H. SCHM.
Pronorites cyclolobus PHILL.
Sagittoceras brüningianum H. SCHM.
Sagittoceras costulatum n. sp.

und der von WEIGELT angegebenen Begleitfauna; neu kommt hinzu:

Cylindraspis sp.

Die Teilzone III β, 3

Subzone des ***Glyphioceras str. falcatum*** ROEM.

Etwa 3,25 m

Dieser Subzone gehören — von den WEIGELT'schen Horizonten — an:
der Posidonienkalk-Horizont
der untere Teil des Oberen Lautenthaler Niveaus bis ungefähr 3 m über Unterkante = Mittlere Lautenthaler Schichten
mit den Goniatiten:

Glyphioceras striatum falcatum ROEM.
Glyphioceras striatum striatum SOW.
Glyphioceras striatum spirifer ROEM.
Nomismoceras germanicum H. SCHM.
Pronorites cyclolobus PHILL.
Sagittoceras brüningianum H. SCHM.
Sagittoceras cf. *brüningianum* H. SCHM.

und der von WEIGELT angegebenen Begleitfauna; neu kommen hinzu:

Cylindraspis ? aequalis H. v. MEYER
Cylindraspis sp.

Die Teilzone III β, 4

Subzone des ***Glyphioceras str. elegans*** BIS.

Etwa 10,00 m

Dieser Subzone gehören — von den WEIGELT'schen Horizonten — an:
der obere Teil des Oberen Lauthenthaler Niveaus von ungefähr 1,60 m unter Oberkante ab = Obere Lautenthaler Schichten
die unteren Borberg-Schichten (bis rund 7 m über Unterkante)
mit den Goniatiten:

Glyphioceras striatum elegans BIS.
Glyphioceras striatum striatum SOW.
Glyphioceras striatum falcatum ROEM.
Glyphioceras striatum umbilicus ROEM.
Prolecanites ? quinquelobus KITTL
Pronorites cyclolobus PHILL.
Sagittoceras coronula ROEM.
Sagittoceras brüningianum H. SCHM.
Sagittoceras cf. *brüningianum* H. SCHM.
Sagittoceras costulatum n. sp.

und der von WEIGELT angegebenen Begleitfauna; neu kommen hinzu:

Nautilus sp.
Cylindraspis sp.

Die Teilzone III β, 5

Subzone des ***Glyphioceras str. waddingtoni*** BIS.

Etwa 10,00 m

Dieser Subzone gehören — von den WEIGELT'schen Horizonten — an:
die mittleren Borberg-Schichten (von rund 7 m über Unterkante bis ungefähr 15 m unter Oberkante)
mit den Goniatiten:

Glyphioceras striatum waddingtoni BIS.
Glyphioceras striatum striatum SOW.
Glyphioceras striatum elegans BIS.
Glyphioceras striatum umbilicus ROEM.
Prolecanites ? quinquelobus KITTL
Pronorites cyclolobus PHILL.
Sagittoceras coronula ROEM.
Sagittoceras cf. *brüningianum* H. SCHM.
Dimorphoceras ? discrepans BROWN

und folgender Begleitfauna:

Crinoiden-Stielglieder
Crossopodia cf. *moravica* STUR
Rhynchonella papyracea ROEM.
? Nucula sp.
Parallelodon cf. *semicostatus* DE KON.
Chaenocardiola sp.
Posidonomya becheri BR.
Macrochilina intermedia DE KON.
Orthoceras striolatum H. v. MEYER
Orthoceras scalare GOLDF.
Orthoceras sp.
Cylindraspis sp.

sowie an Pflanzenresten:

Lepidophytenrest

Die Teilzone III β, 6

Subzone des *Glyphioceras str. waldeckense* Haubold

Etwa 5,00 m

Dieser Subzone gehören — von den Weigelt'schen Horizonten — an:
die oberen Borberg-Schichten mit Ausnahme der höchsten Borberg-Horizonte (ungefähr die Schichten von 15—10 m unter Oberkante).

Diese Subzone, die im östlichen Sauerlande den Beobachtungen Haubold's (1930, S. 24 f. und S. 75) zufolge in mehreren Aufschlußprofilen und stets sehr markant den höchsten Horizont der Zone III β bezeichnet, hebt sich in den fossilarmen höheren Borberg-Schichten faunistisch nur unwesentlich von der Teilzone III β, 5 ab. Die wesentliche Veränderung besteht darin, daß sich die neue Leitart zu der Faunengemeinschaft der vorangehenden Subzone an Stelle der ausscheidenden Arten *Glyphioceras striatum elegans* Bis. und *Glyphioceras striatum umbilicus* Roem. hinzugesellt.

Die Zone III γ

Zone der *Glyphioceras granosum*-Gruppe

Über 800 m

Die Zone III γ wird durch die Formen der *granosum*-Gruppe oder genauer durch die der *granosum*- und *subcircularis*-Gruppe vorzüglich gekennzeichnet. Das zeitlich getrennte Auftreten der beiden weitestverbreiteten *granosum*-Unterarten ermöglicht die Ausscheidung zweier selbständiger Teilzonen:

2. Subzone des *Glyphioceras gran. poststriatum* Brg.
1. Subzone des *Glyphioceras gran. spirale* Phill.

Darüber hinaus ist innerhalb dieser beiden Teilzonen folgende faunistische Differentiation deutlich erkennbar, aber infolge der außerordentlichen Mächtigkeit und damit zusammenhängenden stark beeinträchtigten Erfaßbarkeit des III γ-Profiles nicht mit absoluter Sicherheit nachzuweisen:

In der ersten Teilzone III γ, 1 herrscht liegend der *Glyphioceras granosum spirale* Phill., hangend der als letzter und sehr später Vertreter aus dem Formenkreis der Zone III β erst in der Zone III γ voll entfaltete *Glyphioceras striatum crenistriatum* Bis. vor; dieser erwirbt dadurch als einzige der *striatum*-Unterarten noch in dieser Zone in gewisser Hinsicht leitenden Charakter.

In III γ, 2 dominiert im unteren Abschnitt der *Glyphioceras subcircularis subcircularis* Mill. und erst in den höheren Horizonten die Leitform dieser Teilzone, der *Glyphioceras granosum poststriatum* Brg.

Bedenken gegen die Auswertung dieser Beobachtungsergebnisse bestehen einzig und allein insofern, als im Gegensatz zur Zone III β hier in III γ ein bis in alle Einzelheiten geklärtes und durchlaufend fossilführendes Profil den natürlichen Verhältnissen entsprechend zur Untersuchung nicht zur Verfügung steht. Der daraus sich ergebenden Unsicherheit Rechnung tragend, nehme ich davon Abstand, streng zwischen 4 Teilzonen zu unterscheiden, obwohl eine derartige weitergehende Unterteilung der äquivalenten Schichten in England von Bisat (1928, Taf. 6) bereits angegeben ist, und auch Haubold (1930, S. 34) im östlichen Sauerlande — allerdings nur für unsere gemeinsame Teilzone III γ, 2 und unter ähnlichen Bedingungen nicht ganz einwandfrei — die gleichen faunistischen Verschiedenheiten festgestellt hat.

Ich möchte annehmen, daß weitere Untersuchungen oder die Bearbeitung eines geeigneteren Profiles, das übersichtlich aufgeschlossen und zugleich nicht ganz so mächtig ist, die folgende unter Vorbehalt mitgeteilte faunistische Aufteilung der Zone III γ bestätigen und späterhin die Gliederung in vier gesonderte Teilzonen rechtfertigen wird:

2. Subzone des *Glyphioceras gran. poststriatum* BRG.
   b) vorherrschend *Gl. gran. poststriatum* BRG.
   a) vorherrschend *Gl. subc. subcircularis* MILL.
1. Subzone des *Glyphioceras gran. spirale* PHILL.
   b) vorherrschend *Gl. str. crenistriatum* BIS.
   a) vorherrschend *Gl. gran. spirale* PHILL.

Die Liegendgrenze der Zone III γ fällt im nordwestlichsten Oberharze in die höchsten Borberg-Horizonte und damit nahezu mit der Grenze zwischen den Grauwacken und Posidonienschiefern zusammen. Sie ist an das erste Auftreten der in ihrem Gepräge von den Leitarten der Zone III β stark abweichenden Formen der *granosum*- und auch *subcircularis*-Gruppe gebunden und demzufolge an sich eine scharfe. Dennoch ist ihre Lage im Profil zahlenmäßig nicht genau anzugeben, da die äußerst fossilarmen höchsten Borberg-Horizonte ihre Feststellung sehr erschweren.

Die tiefsten Schichten der Zone III γ besitzen einen Übergangscharakter; dieser beruht darin, daß in ihnen die letzten Leitarten der vorangehenden Zone noch überwiegen: es sind dies die obersten Borberg-Schichten, soweit sie zur Zone III γ gehören. Der *Glyphioceras striatum waddingtoni* BIS. reicht eben noch über die Grauwackenliegendgrenze hinaus. Der *Glyphioceras striatum waldeckense* HAUBOLD überschreitet diese Grenze um ein beträchtliches; er ist im NW-Harze in der unteren Abteilung der ersten Teilzone fast noch zahlreicher als in seiner eigenen Subzone III β, 6 vertreten. Der *Glyphioceras striatum crenistriatum* BIS. kommt sogar erst in dieser unteren Abteilung als neue Form hinzu und erlangt dann erst in der oberen das Maximum seiner Verbreitung.

Der Abgrenzung der verschiedenen Faunenhorizonte stehen in der Zone III γ größere Schwierigkeiten entgegen, da sich unter den obwaltenden Umständen das erste Auftreten einer neuen Leitform durchweg der Beobachtung entzieht. Die Einreihung der einzelnen in den untersuchten Aufschlüssen angetroffenen Fossilhorizonte in das allgemeine faunistische Gliederungsschema ist deshalb unter dem Gesichtspunkt des Vorherrschens der einen oder anderen Leitart erfolgt.

Die Teilzone III γ, 1 umfaßt im wesentlichen die gesamten Unteren Grauwacken mit ihren Aufschlußprofilen 1—6, dazu den höchsten Abschnitt des Posidonienschieferprofiles E. Die Fossilhorizonte der Aufschlußprofile E (z. T.) bis 2 gehören der unteren, die der Profile 4—6 der oberen Abteilung an, während das Profil 3 seiner Lage im Gesamtprofil entsprechend auch faunistisch eine Mittelstellung einnimmt.

In den Bereich der Konglomerat-Zone fallen die Fundpunkte 7 und 8; sie ermangeln gänzlich leitender Goniatiten sowie anderer charakteristischer Fossilien. Da die Konglomerat-Zone nach meinen Untersuchungen — faunistisch-stratigraphisch durch die Fossilhorizonte der Aufschlüsse 6 und 9 eingeengt — genau auf der Grenze der ersten Teilzone III γ, 1 gegen die zweite III γ, 2 gelegen zu sein scheint, bleibt ihre Zugehörigkeit zu einer der beiden als

hangendster bzw. tiefster petrographischer Horizont vorläufig noch ungewiß, bis durch die Entdeckung stratigraphisch brauchbarer Fossilien auch hierin eine Entscheidung herbeigeführt wird.

Alle höheren Kulmschichten des nordwestlichsten Oberharzes, d. s. die Oberen Grauwacken mit den Aufschlußprofilen 9—11, sind zur Teilzone III γ, 2 zu stellen, und zwar gehören die Fossilhorizonte des Profiles 9 und des liegenden Profilabschnittes von 10 = 10 a zur unteren, die des hangenden Abschnittes 10 b und des Profiles 11 zur oberen Abteilung derselben (vgl. Abb. 3 und Tab. 2).

Die Hangendgrenze der Teilzone III γ, 2 ist ihrer Lage nach unbekannt. Die Frage, ob die in anderen Sedimentationsgebieten einer noch höheren Teilzone (III γ, 3 Haubold, 1930, S. 38) und dem Oberkarbon zuzurechnende Schichten auch hier noch vorhanden sind oder fehlen, ist vorerst noch offen zu lassen.

Die Teilzone III γ, 1

Subzone des *Glyphioceras gran. spirale* Phill.

Schätzungsweise rund 400 m

Dieser Subzone gehören an:

die höchsten Borberg-Schichten von ungefähr 10 m unter Oberkante ab
die Unteren Grauwacken
? die Konglomerat-Zone

bzw. die Aufschlußprofile E (z. T.), 1—6 und ? 7 u. 8
mit den Goniatiten:

Glyphioceras granosum spirale Phill.
Glyphioceras subcircularis newsomi Sm.
Glyphioceras striatum crenistriatum Bis.
Glyphioceras striatum waldeckense Haubold[7])
Glyphioceras striatum waddingtoni Bis.[8])
Sagittoceras meslerianum Girty
Sagittoceras coronula Roem.
Dimorphoceras discrepans Brown
Daraelites culmiensis n. sp.

und folgender Begleitfauna:

Pleurodictyum dechenianum Kays.
Crinoiden-Reste
Rhynchonella papyracea Roem.
Chaenocardiola haliotoidea Roem.
Chaenocardiola sp.
Mytilimorpha rectangularis Roem.
Cardiomorpha sp.
Posidonomya becheri Br.
Posidonomya sp.
Posidoniella cf. *vetusta* Sow.
Aviculopecten sp.
Lithodomus cf. *carbonarius* Hind
Ctenodonta sinuosa de Ryckh.
Parallelodon sp.
Hyolithes roemeri v. Koen.
Orthoceras striolatum H. v. M.
Orthoceras cf. *striolatum* H. v. M.
Orthoceras scalare Goldf.

[7]) Ist auf die untere Abteilung der Teilzone III γ, 1 beschränkt.
[8]) Ist auf die Grenzschichten gegen III β beschränkt.

Orthoceras ? inaequale ROEM.
Orthoceras sp.
Cyrtoceras rugosum FLEM.
Nautilus sp.
Cylindraspis aprathensis R. & E. RICHT.
Trilobiten-Reste

sowie an Pflanzenresten:

Knorria v. *Megaphyton*
Archaeopteridium (Sphenopteridium) cf. *tschermaki* (STUR) KIDSTON
Asterocalamites scrobiculatus SCHL.
Asterocalamites (Calamites) sp.
Calamites (Mesocalamites) sp.
Lepidodendron tylodendroides H. POT.
Lepidodendron veltheimi STBG.
Trigonocarpus cf. *parkinsoni* BROGN.
Trigonocarpus sp.
Bythotrephis sp.

Die Teilzone III γ, 2

Subzone des ***Glyphioceras gran. poststriatum*** BRG.

Schätzungsweise über 400 m

Dieser Subzone gehören an:
? die Konglomerat-Zone
die Oberen Grauwacken
bzw. die Aufschlußprofile ? 7 u. 8 und 9—11
mit den Goniatiten:

Glyphioceras granosum poststriatum BRG.
Glyphioceras subcircularis subcircularis MILL.
Sagittoceras coronula ROEM.
Dimorphoceras discrepans BROWN

und folgender Begleitfauna:

Corallen-Reste
Crinoiden-Reste
Xenura koboldi (n. gen., n. sp.) SCHÖNDORF
Conodont
Chonetes (Ch.) ? longispinus ROEM.
Chonetes sp.
Rhynchonella pappracea ROEM.
Ctenodonta sinuosa DE RYCKH.
Parallelodon semicostatus M'COY
Parallelodon sp.
Chaenocardiola sp.
Mytilimorpha rectangularis ROEM.
Actinopteria cf. *persulcata* M'COY
Actinopteria sp.
Posidonomya membranacea M'COY
Posidonomya cf. *membranacea* M'COY
Posidonomya cf. *radiata* HIND
Posidonomya sp.
Posidoniella elongata PHILL.
Posidoniella laevis BROWN
Posidoniella cf. *vetusta* SOW.
Posidoniella variabilis HIND
Posidoniella cf. *variabilis* HIND
Posidoniella cf. *corrugata* ETHER.
Posidoniella cf. *gibbosa* HIND
Posidoniella sp.
? *Aviculopecten* sp.

Pleurotomaria sp.
Macrochilina cf. *maculata* DE KON.
Macrochilina sp.
Lepitopsis phillipsi DE KON.
Hyolithes roemeri v. KOEN.
Orthoceras striolatum H. v. M.
Orthoceras cf. *striolatum* H. v. M.
Orthoceras scalare GOLDF.
Orthoceras cinctum SOW.
Orthoceras sp.
Cyrtoceras rugosum FLEM.
Nautilus sp.
Beyrichia n. sp.
Phillipsia ? *westfalica* NEBE
Phillipsia sp. (Gruppe der *westfalica* NEBE)
Phillipsia sp.
Trilobiten-Reste

sowie an Pflanzenresten:

Megaphyton A.
cf. *Megaphyton* A.
Knorria v. *Megaphyton*
Aphlebia aff. *ostraviensis* GOTH.
? *Cardiopteris-*, ? *Sphenopteridium*-Stengel
Asterocalamites scrobiculatus SCHL.
Asterocalamites cf. *scrobiculatus* SCHL.
Asterocalamites (Calamites) sp.
Calamites (Mesocalamites) sp.
Articularia hercynica (n. gen., n. sp.) GOTH.
Lepidodendron sp.
Trigonocarpus parkinsoni BROGN.
Trigonocarpus cf. *parkinsoni* BROGN.
Trigonocarpus sp.
Bythotrephis sp.

Hierzu kommen aus fremden Aufsammlungen die Arten einer kleinen Zweischaler-Fauna, die BODE (BODE & SCHROEDER, 1913 a, S. 33) in einer Grauwackenschieferzone im Taterngrunde bei Seesen feststellen konnte. Der Fundort liegt noch innerhalb meines weiteren Arbeitsgebietes, und zwar im Bereich der Konglomeratzone, III γ, 1/2, deren Fauna durch die wenigen Arten in Hinblick auf diese Arbeit nur unwesentlich bereichert wird, hier aber der Vollständigkeit halber angeführt sein mag:

Avicula lepida GOLDF.
Avicula sp.
Pecten perobliquus ROEM.

Der ebendort erwähnte Goniatitenrest aus dem oberen Neiletale vom Fuße des Hundsrückens erwies sich in Übereinstimmung mit der Altersstellung der hier anstehenden Schichten, der Oberen Grauwacken, als ein Bruchstück eines *Glyphioceras granosum poststriatum* BRG. (Teilzone III γ, 2).

Weitere Funde sind abgesehen von Pflanzenresten, auf die im nächsten Abschnitt noch zurückzukommen ist, aus den Grauwacken des nordwestlichsten Oberharzes, also in sicherem Zusammenhange mit meinem gegliederten Kulmprofil in der Literatur nicht bekannt geworden.

Von den vereinzelten Kulmfaunenfunden außerhalb meines weiteren Arbeitsgebietes ist allein die von HÜFFNER (1919, S. 499 ff.) beschriebene Brachiopoden-Fauna aus einem mächtigen Konglomerathorizont in der Nähe von Kaltenborn bei Clausthal wenigstens in etwa mit der vorliegenden faunistischen Gliederung in Beziehung zu bringen. Nach Mitteilung von Herrn Bergrat Dr. STAHL

handelt es sich dort um das „Hauptkonglomerat" und somit vielleicht um das Niveau meiner Konglomeratzone: III γ, 1/2; eine einwandfreie Horizontierung ist allerdings vorerst nicht durchführbar.

Die faunistische Gliederung des bearbeiteten Kulmprofiles ist schematisch schon in der Normalprofil-Skizze (Abb. 3) angegeben; im einzelnen ist sie ebenso wie ihr Verhältnis zur petrographischen Gliederung aus der tabellarischen Gegenüberstellung der petrographischen und faunistischen Gliederung (Tab. 2) ersichtlich.

Die Verteilung der Fauna auf die verschiedenen Horizonte ist in Verbindung mit der Gesamtfossilliste (Tab. 3) daselbst übersichtlich dargestellt. Außerdem sind bei den im nächsten Abschnitt beschriebenen Formen die wichtigsten Daten über die Lebensdauer, insbesondere über das erste Auftreten, die Blüteperiode und das Erlöschen der leitenden Goniatiten, sowie über das Vorkommen der Arten an den einzelnen Fundstellen nochmals ausführlich gebracht worden.

Abschließend ist noch besonders hervorzuheben, daß die Leitformen-Vermischung in den Grenzhorizonten der Hauptzonen und innerhalb der Teilzonen — hierauf wurde oben bereits mehrfach hingewiesen — bei deren Abgrenzung stets die subjektive Auffassung entscheidend in den Vordergrund treten läßt. Nach welchen Gesichtspunkten in dieser Arbeit dabei verfahren ist, glaube ich im vorstehenden genügend deutlich zum Ausdruck gebracht zu haben.

Die Vergesellschaftung meist mehrerer für bestimmte Zonen als Leitarten herausgestellter Formen bringt es mit sich, daß auf Grund eines vereinzelten Fundes speziell aus den Grenzschichten nicht ohne weiteres mit Sicherheit auf eine bestimmte Haupt- oder gar Teil-Zone geschlossen werden kann. Vielmehr bedarf es hierzu in der Mehrzahl der Fälle einer Reihe von Belegstücken, die über die Faunengemeinschaft Aufschluß geben. Vom praktischen Standpunkt aus betrachtet ist dieser Umstand einer derart differenzierten Gliederung in gewissem Grade abträglich, aber unvermeidlich und auch in praxi von nur geringer Bedeutung.

E. Beschreibung der Goniatiten, sowie einiger wichtiger Formen der Begleitfauna und Flora

Die obengenannten Fossilien sind sämtlich in der nachstehenden Fossilliste übersichtlich zusammengestellt worden. Anschließend habe ich von diesen nur diejenigen aufgeführt, die neu in die Literatur einzuführen waren oder aus anderen Gründen ergänzende Bemerkungen erforderten.

Eine Ausnahme machen dabei die Goniatiten, die im Rahmen dieser Arbeit ohnehin eine Sonderstellung einnehmen. Vor allem sind die der Unterteilung zugrunde gelegten Glyphioceraten so ausführlich wie möglich beschrieben, auch dann, wenn sich dabei Wiederholungen ergaben. In mehreren Fällen mußten einzelne, meist spezielle Angaben aus der Dissertation BRÜNING's (1920), von der nur ein Auszug (BRÜNING 1923) veröffentlicht ist, ungekürzt wiedergegeben werden.

Die Goniatiten stehen so sehr im Vordergrunde des Interesses, daß ich sie vorwegnehme. Es sind an erster Stelle die Glyphioceraten und begleitenden Goniatiten, danach einige Arten der Begleitfauna und zuletzt die wenigen Pflanzenreste beschrieben worden.

Tabelle 3

Gesamtfossilliste

und tabellarische Übersicht über die Verteilung der Faunen im Kulm des nordwestlichsten Oberharzes in Fortsetzung der Tabelle II von WEIGELT (1919, S. 252 ff.).

Es bedeuten: 5 massenhaft; 4 sehr häufig; 3 häufig; 2 selten; 1 sehr selten; ! sicher nachgewiesen; ? nicht sicher nachgewiesen.

Stufe III (H. SCHMIDT) Zone.	α	α/β	β						γ											
Subz:			1	2	3	4	5	6	(a) 1 (b)						1/2		(a) 2 (b)			
									(A		u	f	s	c	h	l	ü	s		s e)
									1	2	3	4	5	6	7	8	9	a	1	0b 11
I. Goniatiten																				
Glyphioceras crenistria PHILL.	5	➢																		
Glyphioceras intermedium n. sp.	➢	5	3	➢																
Glyphioceras striatum striatum SOW.			➢	3	4	3	2➢													
Glyphioceras striatum spirifer ROEM.		➢	5	3	1															
Glyphioceras striatum ?ovale BRG.			!																	
Glyphioceras striatum falcatum ROEM.					5	1														
Glyphioceras striatum elegans BIS.						3	1													
Glyphioceras striatum umbilicus ROEM.						3	1													
Glyphioceras striatum waddingtoni BIS.							4	3	2➢	!										
Glyphioceras striatum waldeckense HAUBOLD								4	4	!	2									
Glyphioceras striatum crenistriatum BIS									3	!	4	5	!	2						
Glyphioceras granosum spirale PHILL.									4		!	3								
Glyphioceras granosum poststriatum BRG.																	!	2	5	4
Glyphioceras subcircularis newsomi SM.									3			?								
Glyphioceras subcircularis subcircularis MILL.												??					5	5	2	

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Stufe III (H. SCHMIDT) Zone:	α	α/β	β						γ														
Subz.:			1	2	3	4	5	6	(a) 1			(b)			1/2		(a) 2			(b)			
									(A	u		f	s	c	h	l	ü	s		s	e)		
									1	2	3	4	5	6	7	8	9	a	1	0b	11		
Prolecanites serpentinus PHILL.	5➢																						
Prolecanites ?quinquelobus KITTL						2	2➢																
Pronorites cyclolobus PHILL.	4	4	4	4	4	2	3➢																
Muensteroceras truncatum PHILL.	4	!➢																					
Nomismoceras grimmeri KITTL	!																						
Nomismoceras germanicum H. SCHM.	3	3	3	3	4	?➢																	
Sagittoceras ?discus ROEM.	!																						
Sagittoceras brüningianum H. SCHM.		➢	3	3	3	2																	
Sagittoceras cf. *brüningianum* H. SCHM.			➢	3	2	2	!																
Sagittoceras costulatum n. sp.			➢	2	—	3➢																	
Sagittoceras coronula ROEM.						3	4	!	1			3		2					2	3	2		
Sagittoceras meslerianum GIRTY									4														
Dimorphoceras discrepans BROWN							?		3			1							5	3			
Daraelites culmiensis n. sp									1		4	4											
II. Begleitfauna.																							
Corallen-Reste																			!				
Pleurodictyum decheni-anum KAYS.												2											
Crinoiden-Reste							4	!	2								!		4	2			
Xenura koboldi (n. gen., n. sp.) SCHÖND.																			!				
Conodont																	!						
Crossopodia cf. *moravica* STUR							!																

s. WEIGELT (1919, Tabelle II, S. 252 ff.)

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Stufe III (H Schmidt) Zone:	α	α/β	β						γ												
Subz.:			1	2	3	4	5	6	(a) 1			(b)			1/2		(a) 2		(b)		
									(A		u	f	s	c	h	l	ü	s		s	e)
									1	2	3	4	5	6	7	8	9	a 1	0b		11
Chonetes (*Plicochonetes*) *waldschmidti* Paeck.	!																				
Chonetes (*Ch.*) *longispinus* var. *sinuata* Paeck.	!																				
Chonetes (*Ch.*) ?*longispinus* Roem.																	!	!			
Chonetes sp.																		!			
Rhynchonella papyracea Roem.							!	!	5		2	!						4	3		!
Ctenodonta sinuosa d. Ryckh.									!									2	2		
?*Nucula* sp.							!														
Parallelodon semicostatus M'Coy																		!			
Parallelodon cf. *semicostatus* M'Coy							!														
Parallelodon sp.														!				!			
Chaenocardiola haliotoidea Roem.									2												
Chaenocardiola sp.							!	!	!			!						!			
Actinopteria cf. *persulcata* M'Coy																					!
Actinopteria sp.																					!
Cardimorpha sp.									!												
Mytilimorpha rectangularis Roem.											!	!						!			
Posidonomya becheri Br.							4	3	3	!	4	4	!	5							
Posidonomya membranacea M'Coy																		!			
Posidonomya cf. *membranacea* M'Coy																		!			
Posidonomya cf. *radiata* Hind																		!			
Posidonomya sp.												!				?	!				!
Posidoniella cf. *corrugata* Ether.																		!			
Posidoniella elongata Phill.																		3			
Posidoniella cf. *gibbosa* Hind																		!			

s. Weigelt (1919, Tabelle II, S. 252 ff.)

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Stufe III (H. SCHMIDT) Zone:	α	α/β	β						γ														
Subz.:			1	2	3	4	5	6	(a) 1 (b)						1/2		(a) 2 (b)						
									(A	u		f	s	c	h	l	ü	s		s	e)		
									1	2	3	4	5	6	7	8	9	a	1	0b		11	
Posidoniella laevis BROWN																		!					
Posidoniella variabilis HIND																		3		!			
Posidoniella cf. *variabilis* HIND																		3		!			
Posidoniella cf. *vetusta* SOW.												!						!					
Posidoniella sp.																		!					
?*Aviculopecten* sp.									!									?					
Lithodomus cf. *carbonarius* HIND									!														
Pleurotomaria sp.																		!					
Lepitopsis phillipsi d. KON.																		!					
Macrochilina intermedia d. KON.							!																
Macrochilina cf. *maculata* d. KON.																		!		4			
Macrochilina sp.																				!		!	
Hyolithes roemeri v. KOEN.									!									2		!			
Orthoceras striolatum H. v. MEYER							4	!	4	!	4	4		!			3	4		4		!	
Orthoceras cf. *striolatum* H. v. MEYER									!									!		!		!	
Orthoceras scalare GOLDF.							3		!											!			
Orthoceras cinctum SOW.																		!		!			
Orthoceras ?*inaequale* ROEM.												!											
Orthoceras sp.							!		!					!		!		!					
Cyrtoceras rugosum FLEM.												!					!						
Nautilus sp.						!						!						!				!	
Beyrichia n. sp.																							
Cylindraspis ?*aequalis* H. v. MEYER					!																		
Cylindraspis aprathensis R. & E. RICHTER									!														
Cylindraspis sp.	!			!	!	!	!																
Phillipsia ?*westfalica* NEBE																				!			
Phillipsia sp. (Gruppe der *westfalica* NEBE)																				!		!	
Phillipsia sp.																				!		!	
Trilobiten-Reste	2	2	2	2	2	2	!	!	!			1		!				4		3			

s WEIGELT (1919, Tabelle II S. 252 ff.)

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Stufe III (H. Schmidt) Zone:	α	α/β	β						γ												
Subz.:			1	2	3	4	5	6	(a) 1			(b)			1/2		(a) 2		(b)		
									(A	u		f	s	c	h	l	ü	s		s	e)
									1	2	3	4	5	6	7	8	9	a	1	b	11
III. Flora.																					
Megaphyton A.																				!	
cf. *Megaphyton* A.																		!			
Knorria v. *Megaphyton*												!						!			
Archaeopteridium (*Sphenopteridium*) cf. *tschermaki* (Stur) Kidston									!												
Aphlebia aff. *ostraviensis* Goth.																				!	
Lepidodendron tylodendroides H. Pot.												!									
Lepidodendron veltheimi Stbg.									!												
Lepidodendron sp.																		2		!	
Lepidophyten-Rest							!														
Asterocalamites scrobiculatus Schl.												!						!			
Asterocalamites cf *scrobiculatus* Schl.																	!				
Asterocalamites (*Calamites*) sp.									!		!	!			!		3	4		4	!
Calamites (*Mesocalamites*) sp.												!						4		4	
?*Cardiopteris*-, ?*Sphenopteridium*-Stengel																				!	
Articularia hercynica (n. gen., n. sp.) Goth																				!	
Trigonocarpus parkinsoni Brgn																		!		!	
Trigonocarpus cf. *parkinsoni* Brgn.																!	!				
Trigonocarpus sp.									2									!		!	
Bythotrephis sp.									!		!	!									!
Außerdem fast durchgängig:																					
Kriechspuren																					
Bohrgänge																					
Pflanzenhäcksel																					

s. Weigelt (1919, Tabelle II, S. 252 ff.)

I. Goniatiten

Glyphioceras crenistria PHILL.

Tafel 22, Figur 1

1911 *Glyphioceras (Sphenoceras) crenistria* PHILL., NEBE, S. 466; Taf. 15, F. 2—2a.
1919 *Glyphioceras (Sphenoceras) sphaericum* MART., WEIGELT, S. 222; Taf. 14, F. 3—4.
1920 *Glyphioceras sphaericus* var. *crenistria* PHILL., BRÜNING, S. 34; Taf. 3, F. 8a, Taf. 4, F. 9a.
1925 *Glyphioceras crenistria* PHILL., H. SCHMIDT, S. 565; Taf. 21, F. 3, Taf. 23, F. 14.
1930 *Glyphioceras crenistria* PHILL., HAUBOLD, S. 77.

Leitend und sehr häufig in III α. Aus den Steigertal- und Riesberg-Schichten stammen die flachgedrückten, meist größeren Stücke, aus den Goniatiten-Grenzkalken, die in unübertrefflicher Fülle Reste dieser Art enthalten, mehrere körperliche Jugendformen und Bruchstücke kleinerer Exemplare. Die Präparation dieser körperlichen Goniatiten gelingt infolge der Sprödigkeit und feinen Zerklüftung der Kalke nur in seltenen Fällen. Einige besser erhaltene Stücke befinden sich in der Sammlung JUST in Clausthal; eins derselben hat WEIGELT als Figur 3 abgebildet.

Eine Unterscheidung von Varietäten ist auf Grund des mir vorliegenden Materials nicht möglich.

Anfangswindung kugelig; zwischen 1 und 2 mm mehr von quadratischem Querschnitt, dann bis 8 mm wieder kugelig mit breitem Rücken, BRÜNING's Figur 9a etwa entsprechend; später zunehmend hochmündig und seitlich mehr oder weniger abgeplattet. Bis 70 mm groß.

Gerundete Nabelkante; Nabel bis 8 mm fast röhrenförmig, dann spitzkegelförmig. Weitnabelig nur zwischen 1 und 2 mm: NW bis 1/3 D. Weites Umfassen der folgenden Windungen und Einengung des Nabels auf 1/6—1/8 zwischen 5 und 8 mm; darüber NW 1/8—1/9, im Alter etwa 1/7 D.

Schwache Einsenkungen auf dem Steinkern, unregelmäßig bis zu 4 je Umgang, durch Verdickung der Schale gewöhnlich ausgeglichen und nur selten und andeutungsweise auf der Außenschale sichtbar. Nach BRÜNING stets nur an Steinkernen und bis 25 mm D vorhanden; wie die Anwachsskulptur verlaufend. Anwachsstreifen schon bei 6 mm, Zähnelung erst über 10 mm erkennbar; die gezähnelten Anwachsstreifen stehen im allgemeinen dicht, wie NEBE's Figur 2a sehr deutlich zeigt, aber namentlich auf größeren Stücken oftmals auch distanziert; Verlauf in der Jugend gerade, noch gestreckt bis etwa 40 mm, erst im Alter deutlich bogig mit flachem äußeren Lateralvorsprung und flacher, breiter Außenbucht. Ohne eigentliche Spiralskulptur; schwach angedeutet ist sie auf einigen großen Exemplaren aus den höheren Riesberg-Schichten mit zugleich etwas stärker geschwungenen Anwachsstreifen und geweitetem Nabel: diese klingen an die nächstfolgende leitende Art, den *Glyphioceras intermedium* n. sp. an.

WEIGELT erwähnt das Nebeneinandervorkommen von breiteren und flacheren Formen. Sein Hinweis auf das Vorkommen dieser Art in den Schiefermitteln der Grauwacken bezieht sich auf den zeitlich jüngeren und erst neuerdings abgetrennten *crenistria*-ähnlichen *Gl. str. crenistriatum* BIS.

Glyphioceras intermedium n. sp.

Tafel 22, Figur 2—4

1930 *Glyphioceras intermedium* Kobold, Haubold, S. 78.

Diese neue Art tritt in den untersten Unteren Lautenthaler Schichten zwischen dem *Gl. crenistria* Phill., den sie ablöst, und den sich anschließenden *striatum*-Formen in großer Zahl auf. Als Übergangsart ist sie in sich nicht ganz einheitlich. Schon in den höchsten Riesberg-Schichten finden sich anklingende *crenistria*-Formen und analog über der durch die typische Form charakterisierte Zone III α/β Exemplare, die den *striatum*-Formen ähneln. Besonders kennzeichnend ist die starke Veränderung der Nabelweite in einem relativ späten Stadium, das schon frühzeitige Auftreten zweibogiger Anwachsstreifen und die Neigung, Spiralskulptur zu entwickeln.

In der Jugend kugelig, vom *crenistria* anscheinend nicht verschieden; starkes Höhenwachstum ab 40 mm. Bis 100 mm groß; häufigste Größe 50 mm.

Gerundete, aber ausgeprägte Nabelkante; bis etwa 35 mm sehr eng genabelt: NW um 1/9 D schwankend; dann weitet sich der Nabel schnell, er beträgt bei allen Exemplaren über 50 mm etwa 1/6—1/5 D.

Ein Stück von 40 mm D zeigt den Verlauf der Loben vom Umschlag bis zum Externlobus: Nahtsattel knieförmig; Laterallobus spitz, beiderseitig ausgeweitet; E/L gerundet mit fast geradem äußeren Schenkel.

Ein Bruchstück eines sehr großen Exemplares weist außen bei verdickter Schale eine Einschnürung auf, die wie die Anwachsskulptur geschwungen verläuft. Die Anwachsstreifen sind bei 15 mm noch geradlinig, über 25 mm aber ausgesprochen zweibogig mit innerem und äußeren Seitenvorsprung und weiter Außenbucht; sie stehen gewöhnlich, aber nicht immer ganz gleichmäßig dicht und sind scharf gezähnelt, wodurch im Alter, und zwar besonders außen bis zum Bereich der Lingua sowie um den Nabel herum Spiralstreifung angedeutet und auf den Stücken aus den höheren Horizonten deutlicher entwickelt wird. Etwa 60—70 Zähnchen bzw. Spirallinien; Vermehrung derselben durch Einschaltung feiner Zwischenlinien analog dem *spirifer* Roem. — namentlich in höheren Horizonten mit diesem zusammen — bis auf 80 und mehr.

Diese neue Form nimmt hinsichtlich ihrer Skulpturverhältnisse zu den beiden altbekannten Haupttypen, dem älteren *crenistria* Phill. und jüngeren *striatum* Sow. eine Mittelstellung ein und leitet von der einen zur anderen Art allmählich über.

Eine ungleichmäßige Ausbildung der Spiralskulptur ist auch dem gleichfalls weitnabligen *elegans* Bis. eigen; dieser gehört einem höheren Horizonte an und besitzt bereits echte Spiralstreifung bei stark zurückgebogenen Anwachsstreifen. Eine Gleichsetzung käme nur mit dem *Gl. crenistria dinkleyense* Bis. (Bisat, 1928, S. 132; Taf. 4a, Fig. 1) in Frage, der in England in etwa der gleichen Höhe gefunden wurde. Nach Bisat unterscheidet sich dieser vom typischen *crenistria* Phill. durch einen ziemlich breiten Rücken — der auch meiner Form auf Grund des einzigen nicht vollständig flachgedrückten größeren Exemplares (D: 40 mm) eigen sein könnte —, durch einen weiten Nabel und eine kleinere Zahl Suturen je Umgang. Vergesellschaftet ist derselbe in England mit enggenabelten *crenistria*-Formen, die schon früh eine Lingua zeigen. Skulpturangaben, die für mein Schiefermaterial besonders wichtig sind, fehlen. Eine Identifizierung erscheint mir mit Rücksicht auf die beschränkte Vergleichsmöglichkeit nicht angebracht.

Glyphioceras striatum striatum SOW.

Tafel 22, Figur 7

1911 *Glyphioceras (Sphenoceras) striatum* SOW., NEBE, S. 468, Taf. 15, F. 6—8.
1920 *Paraglyphioceras striatus* SOW., BRÜNING, S. 37, Taf. 3, F. 8c, Taf. 4, F. 9b.
1925 *Glyphioceras striatum striatum* SOW., H. SCHMIDT, S. 567/563, Taf. 21, F. 4, Taf. 23, F. 15.
1930 *Glyphioceras striatum striatum* SOW., HAUBOLD, S. 79.

Dem *Glyphioceras striatum* Sow. habe ich in Übereinstimmung mit H. SCHMIDT die holotype Form als *striatum*- und deren Varietäten als Sonder-Unterarten, darüber hinaus jedoch unter Weiterfassung des Gruppenbegriffes auch einige andere dem Formenkreis der Hauptart angehörende Arten als selbständige Unterarten angeschlossen und hierbei das Vorhandensein einer echten Spiralskulptur im Sinne des Artnamens den Ausschlag geben lassen. Der Unterschied von den gleichfalls, aber durchweg grob spiral gestreiften Formen der jüngeren *granosum*- und *subcircularis*-Gruppe mit weniger als 50 Spiralleisten besteht dann in der hohen Zahl der zumeist feinen Spiralstreifen von stets mehr als 50 Einheiten (bei vollständiger oder ergänzt vollständiger Bedeckung des halben Windungsumfanges) von der Nabelkante bis zur Mitte der Außenseite.

Diese Formen sind im wesentlichen auf die Zone III β beschränkt. Sie scheinen sich über den *Gl. intermedium* n. sp. mit erstmalig angedeuteter Spiralstreifung in III α/β aus dem *Gl. crenistria* PHILL. als Ausgangsform in der von spiral skulpturierten Glyphioceraten anscheinend noch gänzlich freien Zone III α heraus zu entwickeln.

Der *Gl. str. striatum* Sow. ist das Zonenfossil der Teilzone 2, in der er erstmalig und zusammen mit der vorangehenden leitenden Unterart, dem sehr nahe verwandten *str. spirifer* ROEM., auftritt. Beide scheinen dem nur wenig älteren und in ihren Teilzonen ebenfalls noch anzutreffenden *Gl. intermedium* n. sp. nahezustehen. Aus den einzelnen in allen Teilzonen vorhandenen anklingenden und Übergangs-Formen ergeben sich allgemein zwischen dem *striatum* Sow. und seinen Unterarten, sowie zwischen diesen untereinander sehr enge verwandtschaftliche Beziehungen. Sie alle haben nur in wenigen Fällen eine eigene unterschiedliche Jugendform und zeigen die der Unterart eigentümlichen Merkmale erst von einer bestimmten Größe ab.

Als häufigste Form ist der *str. striatum* Sow. in den Unteren Lautenthaler Schichten über dem Knotenkalk verbreitet, in den Mittleren Lautenthaler Schichten, in III β, 3, ist er fast noch zahlreicher, dagegen in den Oberen Lautenthaler und Borberg-Schichten ständig vereinzelter anzutreffen.

Anfangswindungen evolut, 1½ Umgänge bei 1 mm, dann bei starkem Breitenwachstum von fast kugeliger Gestalt. Im Gehäusebau offenbar schwankend, gedrungen bis seitlich abgeplattet schlank. Erst über 20 mm einheitlich zunehmend abgeflacht und hochmündig. Bis 80 mm groß.

Nabel kegelförmig mit gerundeten Kanten, in der Jugend weitnabelig: bei 1 mm NW über ½ D, bei 5 mm nur noch ⅓; enger genabelt etwa ab 20 mm: NW $^1/_6$—$^1/_7$ bis ins Alter.

Die Zurechnung der nur an einigen Stücken erhaltenen Lobenlinien zu jeweils einer bestimmten Unterart ist nicht mit Sicherheit möglich, zumal die Veränderung der Loben während des Wachstums ein Auseinanderhalten der an sich wenig charakteristischen Suturen doppelt schwierig gestaltet.

Einschnürungen unregelmäßig, nur an einzelnen kleineren und größeren

Exemplaren, meist Steinkernen, erkennbar und offenbar stets durch Verdickung der Außenschale ausgeglichen; wie die Anwachsskulptur verlaufend. Anwachsstreifen von radialem Verlauf, schon bei 10 mm bogig, anfangs mit nur flacher Außenbucht, dann Vertiefung derselben und ausgesprochen zweibogig bis ins Alter. Spiralskulptur an Stücken über 20 mm entstehend durch Zuspitzung der Zähnchen der gekerbten Anwachsstreifen. Im Stadium der Gleichwertigkeit beider Skulpturen zeigt sich die von Nebe als Figur 7 vergrößert abgebildete Netzskulptur. Die Anwachsskulptur tritt dann immer weiter zurück gegenüber der sich verstärkenden und zunehmend abhebenden Spiralskulptur. Es überwiegen im Normalstadium die typisch gleichmäßig feinen Spiralleisten; Zahl derselben annähernd 100.

Glyphioceras striatum spirifer Roem.

Tafel 22, Figur 5—6

1850 *Goniatites crenistria* Phill., Sandberger, S. 74, Taf. 5, F. 1 b—c.
1850/54 *Goniatites spirifer* n. sp., Roemer, S. 51, Taf. 8, F. 16.
1920 *Glyphioceras costulatus* n. sp., Brüning, S. 36.
1925 *Glyphioceras crenistria* var. *praestriata* n. var., H. Schmidt, S. 566, Taf. 21, F. 2.
1930 *Glyphioceras spirifer* Roem., Haubold, S. 79.

Diese Form (s. Tafel 22, Fig. 6) wurde schon 1850 im Lautenthaler Niveau entdeckt und von Roemer beschrieben. H. Schmidt (1925, S. 570) schloß sie wegen ihrer verhältnismäßig groben und geknoteten Spiralleisten irrtümlicherweise seiner *granosum*-Gruppe an; Weigelt (1919, S. 224) identifiziert sie mit dem *Gl. striatum* Sow. unter Hinweis auf die Abbildungen von Smith (1903, Taf. 10).

Leitend in III β, 1; am häufigsten unter dem Knotenkalk in den Unteren Lautenthaler Schichten, soweit sie zur Zone III β gehören, und noch darüber in III β, 2 zusammen mit der nächstfolgenden Leitart, dem *str. striatum* Sow.; in der *falcatum*-Subzone, in III β, 3, nur noch vereinzelt.

Im Jugendstadium vom *str. striatum* Sow. nicht verschieden. Die kleinsten typischen Exemplare haben Durchmesser von über 25 mm. Das Gehäuse ist anscheinend im Alter stark abgeplattet und hochmündig. Bis 80 mm groß, häufigste Größe 60 mm.

Der Nabel ist eng; D: 42, 60 und 77 mm — NW: 5, 7 und 9 mm, also $^1/_8$—$^1/_9$ D.

Die Steinkerneinschnürung eines großen Stückes zeigt den zur Anwachsskulptur parallelen Verlauf derselben. Feine zweibogige, jedoch schwächer als bei *str. striatum* und *str. falcatum* geschwungene Anwachsstreifen schon bei 15 mm und bereits bei 30 mm grobe Spiralleisten. Die Exemplare über 60 mm D besitzen die typische Skulptur dieser Art, wie sie Roemer angibt: die umlaufenden Leisten werden von den im Alter stark zweibogigen und dicht aufeinander folgenden Anwachslinien eingeschnitten, wodurch sie fein geknotet erscheinen. 60—70 Spiralleisten; die Zahl ist schwankend, weil häufig unvermittelt und unregelmäßig feinere Spirallinien zwischengeschaltet sind.

Eine Eigenart ist das gelegentliche Auftreten von Skulpturunregelmäßigkeiten, den Anwachsstreifen folgend; diese zeigt Sandberger's Figur 1 b/c besonders deutlich. Hierdurch ist bei der Bestimmung schlecht erhaltener kleinerer Bruchstücke unter Umständen eine Verwechslung mit dem *str. falcatum* Roem. möglich.

Der *Glyphioceras costulatus* BRÜNING's, der dieser Art entspricht, ist entgegen BRÜNING's Auffassung keinesfalls identisch mit dem *falcatum* ROEM. — Da H. SCHMIDT das von SANDBERGER abgebildete Stück als typisch für den *Gl. crenistria* var. *praestriata* H. SCHM. bezeichnet, ist diese Varietät zu streichen. Bisher zu dieser Form gestellte Stücke sind als hierher oder zu dem in mancher Hinsicht ähnlichen *Gl. intermedium* n. sp. gehörig anzusehen; diese beiden Arten treten im allgemeinen nicht mit typischen *crenistria*-Formen zusammen auf und sind in ihrem Auftreten auf die Übergangszone III α/β und die tiefsten Schichten der Zone III β beschränkt.

Glyphioceras striatum ?ovale BRG.

1920 *Paraglyphioceras ovalis* n. sp., BRÜNING, S. 41, Taf. 4, F. 9 f.
1925 *Glyphioceras striatum ovale* BRG., H. SCHMIDT, S. 563, Taf. 21, F. 5, Taf. 23, F. 16—17.

Als einziges Stück, das wegen der starken Variabilität derartiger Jugendformen unter Vorbehalt der *ovale*-Unterart zuzurechnen ist, fand sich in der tiefsten III β-Teilzone, in den Unteren Lautenthaler Schichten ein einzelnes Jugendexemplar.

Der verkiest erhaltene Steinkern zeigt die noch unentwickelte, uncharakteristische Jugendlobenlinie und besitzt auf der freiliegenden äußeren Windung zwei noch kaum geschwungene Einschnürungen.

Bei etwas geringerer Größe (D: etwa 2 mm) ist die Übereinstimmung mit dem von H. SCHMIDT auf Tafel 23 als Figur 17 abgebildeten Jugendexemplar hinsichtlich der Gestalt — breite, flachgewölbte Außenseite bei fehlenden Seitenflächen infolge zugeschärfter Nabelkante und sehr weiter Nabel (NW: ½ D) mit steiler Nabelwand: „tonnen-, oder fast walzenförmig" — eine sehr vollkommene.

Glyphioceras striatum falcatum ROEM.

1843 *Nautilus polytrichus* n. sp., ROEMER, S. 33, Taf. 9, F. 12.
1850/54 *Goniatites falcatus* n. sp., ROEMER, S. 50, Taf. 8, F. 11.
1850/54 *Goniatites reticulatus* n. sp., ROEMER, S. 50, Taf. 8, F. 12.
1899 *Glyphioceras subreticulatum* n. sp., FRECH, Taf. 46 a, F. 6.
1919 *Glyphioceras (Beyrichoceras) subreticulatum* FOORD, WEIGELT, S. 224, Taf. 4, F. 6 a.
1920 *Paraglyphioceras arnsbergense* n. sp., BRÜNING, S. 41, Taf. 3, F. 8 b, Taf. 4, F. 9 g.
1925 *Glyphioceras striatum falcatum* ROEM., H. SCHMIDT, S. 569, Taf. 21, F. 7.
1928 *Glyphioceras striatum falcatum* ROEM., PATTEISKY & FOHLBRECHT, Taf. 14, F. 1-3.
1930 *Glyphioceras striatum falcatum* ROEM., HAUBOLD, S. 80.

Auf die bestehenden engen Beziehungen zwischen dieser Unterart und dem *str. striatum* SOW. hat H. SCHMIDT bereits hingewiesen. Zu dem von ihm abgebildeten Exemplar habe ich zwei weitere gleichgroße hinzugefunden, die die Entwicklung der *falcatum*-Skulptur aus der des *striatum* auf einem Umgang — allerdings nicht ganz so deutlich — ebenfalls erkennen lassen. Der Unterartcharakter bildet sich frühestens bei dieser Größe von etwa 25—30 mm D heraus, während vordem keinerlei Unterschiede gegen den *striatum* zu bestehen scheinen. Die Zugehörigkeit selbst größerer Exemplare zu einer der beiden Arten ist oft dadurch erschwert zu entscheiden, daß diese bezüglich ihrer Skulpturverhältnisse zwischen beiden liegen. Es besteht nach meinem Material eine fast kontinuierliche Formenreihe vom echten *str. striatum* SOW. zum eigentlichen *str. falcatum* ROEM.

Der *str. falcatum* Roem. findet sich erstmalig und gleich in größter Zahl in dem Posidonienkalkhorizont der Unteren Lautenthaler Schichten. In seiner Teilzone III β, 3, also hinauf bis zu den Oberen Lautenthaler Schichten, ist er massenhaft, darüber äußerst selten anzutreffen. Infolge der unverkennbaren, auffälligen Skulptur und wegen der kurzen Lebensdauer ist dieser die als Zonenfossil am besten brauchbare *striatum*-Unterart und seine Zone die markanteste in III β.

Bis zu 90 mm groß; häufigste Größe 60—80 mm. Ausgeprägte, gerundete Nabelkante; NW etwa $^1/_7$ D.

Charakteristisch sind die in dichter Folge auftretenden „sichelförmigen" Radialfurchen, die wie die zweibogigen Anwachsstreifen verlaufen. Einige größere Stücke haben einen abnorm kräftigen äußeren Seitenvorsprung mit sehr tiefer Außenbucht. Von mannigfaltiger Gesamtskulptur. Typisch: schon frühzeitig ohne oder mit nur schwach erhaltener Spiralstreifung und Anwachszeichnung zwischen den dichtstehenden Radialfurchen, etwa entsprechend Weigelt's Figur 6a auf Tafel 14. Mehrere Stücke zeigen außerdem eine ungleichmäßig ausgebildete Skulptur: seitlich nur mit feinen Anwachsstreifen bedeckte Rippen und nur außen noch Spiralskulptur. Zwischentyp: noch deutlich bzw. überwiegend spiralgestreift, jedoch in bestimmten Abständen gefurcht (vgl. Patteisky's Abbildungen). Vom *str. striatum* Sow. kaum verschiedene, nur andeutungsweise radial gefurchte Exemplare sind als *striatum* mit *falcatum*-Anklang zu bezeichnen. Anklänge an den *Gl. str. elegans* Bis. zeigt besonders ein Fragment aus den Oberen Lautenthaler Schichten, aus der Teilzone dieser nächstfolgenden Leitart, ähnlich dem von Hoeck (1929) auf Tafel 2 als Figur 4 abgebildeten *Gl. elegans* Bis.: bei anscheinend sehr weitem Nabel, stark rückläufiger zweibogiger Anwachsskulptur und auf die Außenseite beschränkter Spiralstreifung angedeutet mehrere sichelförmige Radialfurchen.

Glyphioceras striatum elegans Bis.

1923 *Goniatites elegans* n. sp., Bisat, S. 131, Taf. 6a, F. 2.
1929 *Glyphioceras elegans* Bis., Hoeck, S. 35, Taf. 2, F. 4.
1930 *Glyphioceras striatum elegans* Bis., Haubold, S. 80.

Diese von Bisat neu aufgestellte Art findet sich in ihrer Teilzone III β, 4, in den Oberen Lautenthaler und unteren Borberg-Schichten, überaus häufig; darüber ist sie nur noch selten anzutreffen.

Die mir vorliegenden Stücke zeigen größtenteils eine völlige Übereinstimmung mit dem von Bisat abgebildeten Exemplar.

Der Artcharakter ist erst ab 30 mm voll entwickelt. Häufigste Größe 50 mm; bis 80 mm groß.

Der Nabel ist weit: NW etwa $^1/_5$ D, seine Kante ausgeprägt, da die Innenflächen nahezu senkrecht einfallen.

Die Anwachsstreifen besitzen den typischen zurückgezogenen zweibogigen Verlauf, sind aber häufig noch stärker geschwungen, als es die Abbildung Bisat's erkennen läßt, namentlich auf größeren Exemplaren. Die Spiralstreifen sind, ungleichmäßig verteilt, auf die Außenseite bis zum Bereich der Lingua und seitlich auf die Nabelnähe beschränkt. Um den Nabel sind bis zu 20, außen bis zu 40 Spirallinien vorhanden; der Übergang zur seitlich ausschließlich vorhandenen Radialskulptur ist stets ein allmählicher.

Glyphioceras striatum umbilicus ROEM.

Tafel 22, Figur 8

1855 *Goniatites umbilicus* n. sp., ROEMER, S. 38, Taf. 7, F. 16.
1925 *Glyphioceras granosum umbilicus* ROEM., H. SCHMIDT, S. 571, Taf. 23, F. 19.

Diese von ROEMER beschriebene, eigenartige Jugendform aus den Posidonienschiefern bei Bockswiese findet sich bei Lautenthal in den entsprechenden Schichten, den Oberen Lautenthaler und Borberg-Schichten (III β, 4 u. 5) verhältnismäßig häufig. H. SCHMIDT vereinte sie, den Namen *umbilicus* beibehaltend, mit einer sehr viel jüngeren Art aus der oberen III γ-Zone, mit dem *Paraglyphioceras schaelkense* BRG., der in seiner Jugend dem *umbilicus* ähnelt, und stellte beide zu seiner *granosum*-Gruppe.

Diese engen verwandtschaftlichen Beziehungen bestehen in Wirklichkeit nicht; es ist daher die spätere Art mit der Benennung BRÜNING's wieder abzutrennen. Altersformen mit *granosum*-Charakter finden sich erst in höheren Horizonten; mit dem *umbilicus* zusammen treten nur solche der *striatum*-Gruppe auf, der ich deshalb diese Form anschließe. Zweckmäßig dürfte sie so lange als selbständige Unterart zu belassen sein, bis ein geeignetes Stück vorliegt, das gleichzeitig diese charakteristische Jugend- und die den Namen dann bestimmende zugehörige Altersform zu erkennen gestattet. Da mit dem *umbilicus* zusammen der weitnablige *str. elegans* BIS. erscheint und erlischt, käme in erster Linie diese Art in Frage, als deren eigene Jugendform der *umbilicus* gelten könnte.

Die zumeist verkiest vollkörperlich erhaltenen Exemplare zeigen das zierliche Gehäuse (D etwa 3, Breite fast 2 mm) mit dem breiten flachgewölbten Rücken und der scharfen Nabelkante, den außerordentlich gleichmäßig gewundenen, sehr weiten Nabel (NW über ½ D) und häufig die noch unentwickelte, uncharakteristische *Glyphioceras*-Jugendlobenlinie. Die Skulptur besteht aus einer Anwachswellung, die schwach bogig mit einer kaum angedeuteten Außenbucht über den Rücken verläuft. Ein größeres Stück (D = 6 mm), das als Hohlform aus dem Tierbrutkalk vorliegt, hat bereits stärker geschwungene feine Anwachsstreifen.

WEIGELT (1919, S. 288) erwähnt nur das Vorkommen dieser Form, die er ebenfalls als eine von ROEMER als selbständige Art beschriebene Jugendform eines der Kulmglyphioceraten deutet.

Glyphioceras striatum waddingtoni BIS.

Tafel 22, Figur 9—10

1928 *Goniatites waddingtoni* n. sp., BISAT, S. 131, Taf. 6a, F. 5.
1928 *Glyphioceras quinquagenarium* n. sp., HOECK, S. 36, Taf. 2, F. 5.
1928 *Glyphioceras quinquagenarium* HOECK, PATTEISKY & FOHLBRECHT, Taf. 13, F. 9.
1930 *Glyphioceras waddingtoni* BIS., HAUBOLD, S. 82.

Die stattliche Zahl der mir vorliegenden Stücke gestattet eine Vervollständigung der sehr kurz gehaltenen Beschreibung BISAT's. Sie stammen aus der Teilzone dieser Art, III β, 5, sowie aus der nächstfolgenden und den tiefsten Schichten der Zone III γ, deren Liegendgrenze anscheinend gerade noch überschritten wird, d. h. aus den mittleren, höheren und höchsten Borberg-Horizonten.

BISAT haben vermutlich Exemplare von etwa 20 mm Durchmesser vorgelegen; hierauf lassen wenigstens Text und Abbildung schließen; seine Angaben haben völlig uneingeschränkt nur für meine Stücke dieser Größe Geltung.

Auch mein Material deutet auf eine kleine gedrungene Form mit verhältnismäßig breitem Rücken, soweit dies bei flachgedrückter Erhaltung zu erkennen ist. Die größten Exemplare dürften etwa 30—35 mm groß gewesen sein. Der Nabel ist weit und beträgt etwa $^1/_5$ D, z. B. bei 24 mm D, NW fast 5 mm; er besitzt eine ausgeprägte, aber gerundete Kante.

In der Jugend durchaus eigenartig; bis etwa 10 mm nur radial skulpturiert durch dichtstehende feingezähnelte Anwachsstreifen von charakteristisch vorgezogenem und sehr stark geschwungenen Verlauf. Durch Zuspitzung und Verstärkung der Zähnelung entwickelt sich bei etwa 10 mm schon die von Bisat gekennzeichnete und aus seiner Abbildung sehr deutlich erkennbare typische Skulptur. Ein wenig später verflacht die der Jugendform eigene tiefe Außenbucht zu dem „hyponomic small sinus" des von Bisat beschriebenen Stadiums. Die Skulptur ist im Alter ein wenig verändert; es überwiegt immer mehr die Spiralskulptur und die Anwachslinien zeigen einen gestreckteren, aber noch deutlich vorgezogenen Verlauf. Die Zahl der Spirallinien beträgt etwa 55—60.

Mein am vollständigsten erhaltenes Stück besitzt ebenso wie ein Bruchstück eines anderen noch etwas größeren Exemplares auf dem letzten Umgang 2 flache Schaleneinsenkungen, die den Anwachsstreifen folgen. Es scheint dies die erste *Glyphioceras*-Art zu sein, bei der derartige Schaleneinbiegungen wenigstens im Alter als wesentlicher Bestandteil der Außenskulptur hinzutreten. Die an Steinkernen von Glyphioceraten schon in wesentlich früheren Zonen sich zeigenden Einschnürungen werden also hier nicht mehr oder nicht mehr vollkommen durch Verdickung der Schale ausgeglichen; dabei erfahren weder die Anwachs-, noch die Spiral-Skulptur eine Unterbrechung.

Die von Hoeck als *Gl. quinquagenarium* n. sp. beschriebene Art gehört zweifellos hierher; ihr Name ist durch den älteren, von Bisat gegebenen, zu ersetzen. Seine Beschreibung bezieht sich auf die ausgewachsenen Exemplare, die mit den Harzstücken in allen Einzelheiten übereinstimmen. Um eine bessere Vergleichsmöglichkeit zu schaffen, habe ich sein nur skizziert und schlecht wiedergegebenes Original nochmals besser abgebildet (vgl. Tafel-Vorbemerkung).

Patteisky's *Gl. quinquagenarium* Hoeck ist insofern von Interesse, als er bei einer Größe von über 40 mm (NW 8 mm, also normal $^1/_5$ D) 4 Einschnürungen aufweist, die gleichmäßig auf die letzte Windung verteilt ziemlich gerade vom Nabel über die Außenseite verlaufen. Es scheint hier ein selten großes Stück, eine Altersform vorzuliegen.

Glyphioceras striatum waldeckense Haubold

Tafel 22, Figur 11—12

1930 *Glyphioceras striatum waldeckense* n. subsp., Haubold, S. 31, Taf. 3, F. 5.

Diese von Haubold aufgestellte und ausführlich beschriebene *striatum*-Unterart tritt im Harze in gleich typischer Entwicklung erstmalig in den höheren und höchsten Borberg-Horizonten auf. Für einen Teil derselben, der als Subzone IIIβ, 6 ausgeschieden wurde, ist sie die namengebende Leitart. Ihre Blüteperiode fällt allerdings anscheinend erst in die Grauwacken der Zone IIIγ, 1, und zwar in die untere Hälfte der ersten Teilzone. Hier ist sie mit den Leitformen der *granosum*- und *subcircularis*-Gruppe zusammen außerordentlich oft anzutreffen. In diesen Schichten ist sie ebenso wie im östlichen

Sauerlande auch mit *Gl. str. crenistriatum* BIS. vergesellschaftet, dessen Hauptverbreitungsperiode im NW-Harze anscheinend der oberen Hälfte dieser ersten Teilzone IIIγ, 1 angehört.

Mein umfassendes Material gestattet eine gewisse Ergänzung der Angaben HAUBOLD's.

In der Mehrzahl liegen kleinere Stücke vor; die Art scheint nur selten die Größe von 60 mm zu erreichen. Die Körperform ist offenbar gedrungen rundlich, nur wenig seitlich abgeplattet. Schon an kleineren, noch jugendlichen Exemplaren fällt die weite und später stark zurückgezogene zweibogige Anwachsstreifung auf. Nur in der nächsten Umgebung des Nabels, wo naturgemäß die feingezähnelten Anwachslinien am dichtesten stehen, kommt es zur Ausbildung einer Spiralskulptur, bestehend aus feinen Spirallinien, deren bis zu 20 zu zählen sind. Der Nabel ist weit; eine große Anzahl von Exemplaren hat abweichend einen noch weiteren Nabel als $^1/_6$ D, z. B. 6½ mm bei einem Durchmesser von 28 mm: NW über $^1/_5$ D; seine Kante ist stets sehr ausgeprägt und nur schwach gerundet. Einschnürungen an nicht einem einzigen Exemplare.

Die Beständigkeit des Artcharakters macht diese Form zu einer vorzüglichen Leitform. Die enge Verwandtschaft mit dem *Gl. str. elegans* BIS. ergibt sich aus der großen Ähnlichkeit.

Glyphioceras striatum crenistriatum BIS.

Tafel 22, Figur 13—17

1928 *Glyphioceras crenistriatum* n. sp., BISAT, S. 132, Taf. 6a, F. 3.
1930 *Glyphioceras crenistriatum* BIS., HAUBOLD, S. 32.

Die von BISAT gegebene Beschreibung besteht aus zwei Sätzen; der erste bezieht sich auf das Auftreten dieser „crenulate-reticulate form", der zweite ist eine kurze Charakteristik des Altersstadiums: „a marked lingua but no wawe on the lateral area". Das abgebildete Stück ist als var. *splendens* bezeichnet und scheint ein jüngeres Individuum zu sein.

Die Identität mit der von BISAT beschriebenen Art ergibt sich aus der völligen Übereinstimmung der entsprechenden Stücke.

Nach meinen Feststellungen ist die Veränderung während des Wachstums hinsichtlich der Skulptur bei diesem letzten, verspäteten Vertreter der *striatum*-Gruppe wie überhaupt die Variabilität eine recht große.

Der *Gl. str. crenistriatum* BIS. ist auf die Unteren Grauwacken, IIIγ, 1, beschränkt; voll entfaltet und kennzeichnend ist er in der oberen Abteilung dieser Teilzone, wo er vor allen anderen Arten, insbesondere vor den eigentlichen Leitformen aus der *granosum*- und *subcircularis*-Gruppe vorherrscht.

Die nachfolgende Beschreibung stützt sich im wesentlichen auf das erstklassige Material — vollkörperlich erhaltene Stücke fast jeder Größe —, das der Hauptschiefer des Trogtaler Bruches (4) lieferte, außerdem auf Stücke flachgedrückter Erhaltung von hier und aus den Aufschlüssen 1—3 und 5 und 6, in denen sich diese Art meist durch eine größere Zahl sicher bestimmbarer Exemplare belegen ließ.

Anfangswindung kugelig, die folgenden niedrigen Umgänge breit, nur schwach umfassend, daher im ganzen höher als breit. Weites Umfassen der Windungen zwischen 3 und 25 mm: im Querschnitt fast kugelig allseits gerundet, ab 10 mm stärkeres Höhenwachstum, zugleich seitlich zunehmend abgeflacht; im Alter dickscheibenförmig unter Abplattung der Außenseite: ähn-

lich dem *Paraglyphioceras dorsoplanus* Brg. (Brüning, 1920, S. 40; F. 9a) mit stark gerundeter Außenkante. In allen Größen häufig, über 80 mm D erreichend.

Nabel röhrenförmig, später stärker divergierend; im Normalstadium weit: $^1/_5$—$^1/_6$ D, Kante abgerundet.

Die Anfangswindungen sind weit genabelt (bei 3 mm NW etwa ½ D), ihre Nabelkante ist zugeschärft. Einengung des Nabels durch die weit umfassenden folgenden Windungen: zwischen 4 und 16 mm D, NW fast konstant 2 mm. Noch bis 25 mm enger genabelt: NW etwa $^1/_7$D; darüber wie angegeben typisch weitnabelig. Einige Stücke weichen mit einem frühzeitig geweiteten Nabel von der Mehrzahl der anderen ab.

Die Beziehungen zwischen Nabelweite, Durchmesser und Breite gibt übersichtlich die folgende Tabelle wieder: Zusammengehörige Werte vertikal; die erste Zeile enthält die Durchmessergrößen in mm, die zweite das Verhältnis der Breite zum Durchmesser, die dritte das der Nabelweite zum Durchmesser:

D	1—3	4	5	6	8	12	16	19	34	54	68	78
B/D	0,5	0,75	0,75	0,75	0,75	0,66	0,60	—	0,56	0,50	0,44	0,41
NW/D	üb. ½	1/2	1/3	1/3	1/4	1/6	1/8	1/7	1/6	bis		1/5

Die Lobenlinie ist die des Genus *Glyphioceras;* der Mediansattel ist verhältnismäßig hoch.

Sehr flache Einschnürungen; anscheinend nur an Steinkernen. Ein großes Exemplar (D etwa 65 mm) besitzt 5 mit der Anwachsskulptur gleichlaufende Steinkerneinschnürungen, andere größere und kleinere gelegentlich 1—2 je Umgang, unregelmäßig angeordnet; sie sind vermutlich stets durch Schalenverdickung vollständig ausgeglichen. Auch Jugendformensteinkerne sind bisweilen schwach eingeschnürt.

Reine Anwachszeichnung in der Jugend; später zunehmend stark gezähnelte, dichtstehende Anwachsstreifen. Sie sind anfänglich vorgezogen; bei etwa 10 mm kommt eine breite, flache Außenbucht hinzu; Vertiefung derselben unter Verschärfung des äußeren Seitenvorsprunges und Hinzutreten eines flachen inneren Seitenvorsprunges etwa ab 25 mm. Erst im Alter verliert sich dieser innere Seitenvorsprung oftmals vollständig, so daß dann die Skulptur den von Bisat beschriebenen Alterscharakter annimmt. Die Spiralstreifung erlangt nicht ganz die Vollkommenheit des echten *str. striatum* Sow. Die feine Zähnelung der Anwachsstreifen ist durchlaufend meist deutlich zu erkennen: typisch „crenulate-reticulate". Es sind gegen 100 Spiralstreifen zu zählen.

Mehrere Altersfragmente zeigen eine an *falcatum* schwach anklingende Ausbildung der Skulptur: starkes Hervortreten einzelner Anwachsstreifen, bzw. Furchung in geringen Abständen; die Außenbucht ist typisch tief, der äußere Seitenvorsprung geradezu abnorm ausgeprägt, dagegen fehlt der innere vollständig.

Brüning's *Paraglyphioceras dorsoplanus* (1920, S. 40; F. 9a) zeigt zu dieser Art große Ähnlichkeiten. Die Übereinstimmung ist trotz gleichzeitigen Auftretens im rheinisch-westfälischen Unterkarbon recht fraglich wegen gewisser Abweichungen bezüglich der Skulptur, die möglicherweise auf die Zusammenfassung verschiedener oder verschiedenwertiger Altersformen (nur solche haben Brüning offenbar vorgelegen) zurückzuführen sind.

Glyphioceras granosum spirale PHILL.

Tafel 23, Figur 24—27

1841 *Goniatites spiralis* n. sp., PHILLIPS, S. 121, Taf. 50, F. 233.
1843 *Goniatites striatus* SOW., ROEMER, S. 34, Taf. 9, F. 11.
1850/54 *Goniatites spiralis* PHILL., ROEMER, S. 51, Taf. 8, F. 15.
1860/64 *Goniatites spiralis* PHILL., ROEMER, S. 11, Taf. 4, F. 2.
1911 *Glyphioceras (Beyrichoceras) spirale* PHILL., NEBE, S. 469, Taf. 16, F. 1—3.
1925 *Glyphioceras spirale* PHILL., H. SCHMIDT, S. 566, Taf. 21, F. 11.
1929 *Glyphioceras spirale* PHILL., HOECK, S. 35.
1930 *Glyphioceras spirale* PHILL., HAUBOLD, S. 83, Taf. 8, F. 6.

Mit dieser gut kenntlichen Form, dem ersten Vertreter der sich von den Leitformen der Zone III β vorzüglich abhebenden *granosum-* (und *subcircularis-)* Gruppe, beginnt die Zone III γ. Zahlreiche Reste liegen aus den Aufschlüssen E (hangendster Abschnitt), 1, 3 und 4 vor; sie herrschen in der unteren Abteilung der ersten Teilzone III γ, 1 durchaus vor, sind aber auch in der oberen (Aufschluß 4) gleichfalls noch häufig anzutreffen.

Diese Art wurde von H. SCHMIDT (1925, S. 566) irrtümlich als eine Form der Zone III α angegeben. Der Grund hierfür ist das Auftreten derselben scheinbar mit *Gl. crenistria* PHILL. zusammen in einem unübersichtlichen, stark reduzierten Aufschlußprofil der Zonen III α—III γ bei Bredelar (vgl. HAUBOLD, 1930, S. 31) und im Iberger Kulmkalk, in dem diese Art und ebenfalls der *Gl. crenistria* PHILL. sowie Formen der Zone III β vorkommen. — Der Iberger Kulmkalk ist somit nicht ausschließlich der Zone III α äquivalent zu setzen, vielmehr reicht hier die abweichende Fazies zumindest bis an die Basis der Zone III γ hinauf! —

HOECK (1929) mußte infolgedessen seinerzeit bei der Auswertung seiner Fossilfunde zu falschen Ergebnissen gelangen. Hierauf geht HAUBOLD (1930, S. 25) ausführlicher ein. Auch in diesem Gebiete liegt der *spirale* PHILL. im unteren Teile der Zone III γ.

BISAT (1928, S. 125) hat seine ursprünglich zutreffend als *spirale* PHILL. bestimmte Form, die in England an die gleichen Horizonte wie im Harze und im Sauerlande (vgl. HAUBOLD, 1930, S. 31) gebunden ist und überall auf den untersten Abschnitt der Zone III γ beschränkt ist, wegen der scheinbaren zeitlichen Unstimmigkeit nicht mit dieser identifiziert, sondern als „granosum like form" bezeichnet.

Als dritte ist eine von STAHL im Neuen Zellerfelder Schacht bei Clausthal gesammelte Form diesem *Glyphioceras granosum spirale* PHILL. anzuschließen.

Der *spirale* PHILL. ist zur *granosum*-Gruppe — in dem oben (S. 488) bereits umrissenen weiteren Sinne — gehörig. Als Gruppenmerkmale sind zu nennen: echte Spiralskulptur, die aus weniger als 50, meist groben Spiralleisten besteht und allgemein wesentlich kräftiger als die Anwachsskulptur ausgebildet ist, und echte Schaleneinsenkungen von Jugend an. Hierzu habe ich auch die Formen der *subcircularis*-Gruppe, allerdings unter Wahrung der von H. SCHMIDT gegebenen Namen, gezogen; denn die Zahl von nur 16 Spiralstreifen wird nach neueren Untersuchungen nicht von allen Angehörigen der *subcircularis*-Gruppe beibehalten und es entfällt daher dieses wichtige Kennzeichen.

Die *granosum*-Gruppe im weiteren Sinne umfaßt somit folgende Glyphioceraten:

Gl. subc. caneyanum GIRTY mit etwa 16 (HAUBOLD, 1930, S. 84),
Gl. subc. newsomi SM. mit etwa 21,
Gl. subc. subcircularis MILL. mit 16—28 (je nach Größe),

Gl. gran. spirale Phill. mit etwa 30,
Gl. gran. poststriatum Brg. mit etwa 36 Spiralleisten
und als Ausnahme mit überwiegender Anwachsskulptur
Gl. gran. schaelkense Brg. (non *umbilicus* Roem. — s. oben S. 492) mit etwa 36 Anwachsstreifenzähnchen (vgl. Haubold, 1930, S. 85 und H. Schmidt, 1925, S. 571).

Die Unterscheidung und Bestimmung aller *subcircularis*-Unterarten einschließlich des *Gl. gran. spirale* Phill. erfolgte von Haubold und mir in gleicher Weise nach einer neuen, von Herrn Prof. H. Schmidt angegebenen Methode: nach der Zahl und der Verteilung der Spiralstreifen auf bestimmte Anwachsstreifen-Abschnitte.

Der *Gl. gran. spirale* Phill. besitzt feingeknotete Spiralleisten: *granosum*-Typ (vgl. Roemer, 1854, T. 8, F. 15); die Knötchen sind nur bei besonders günstiger Erhaltung erkennbar. In flachgedrücktem Zustande können Bruchstücke ausgewachsener Exemplare dem *Gl. gran. poststriatum* Brg. recht ähnlich aussehen.

Anscheinend selten über 25 mm groß; mein größtes Exemplar hat einen Durchmesser von etwa 35 mm. Schon frühzeitig seitlich abgeplattet, dickscheibenförmig: im Schnitt parallel gestellte Seiten und halbkreisförmig gewölbte Außenseite.

Engnablig: NW etwa $^1/_7$—$^1/_8$ D, erst im Alter offenbar etwas weiter genabelt (Haubold gibt die Nabelweite mit $^1/_5$ D an; sein abgebildetes, ziemlich ausgewachsenes Exemplar hat aber nur eine Nabelweite von höchstens $^1/_6$ D!).

Sehr gleichmäßig 4 Einschnürungen je Umgang (Schnitttwinkel gegen 90°), die den Steinkern tief, die Außenschale infolge geringer Verdickung derselben aber nur leicht einschneiden und wie die Anwachsstreifen schwach zweibogig mit oft nur angedeutetem inneren und etwas ausgeprägterem äußeren Seitenvorsprung über die Seitenflächen verlaufen; auf der Außenseite deutlich gebuchtet. Die Anwachsskulptur ist stets gut erkennbar, auch noch bei stark verdrückter Erhaltung. Gegen 30 kräftige Spiralstreifen, und zwar außen bis zur Spitze der Lingua etwa 10, weiter bis zur Nabelkante etwa 20 Spiralleistchen.

Gewisse Abweichungen von dieser Form zeigen einige Stücke aus dem Trogtaler Hauptschiefer — hierzu Figur 23 auf Tafel 22 —, die dem *Gl. subc. newsomi* Sm. nahestehen dürften: es sind dies Stücke mit recht gestreckter Radialskulptur, einer vermutlich verminderten Zahl von Spiralleisten (etwa 26) und einem verhältnismäßig weiten Nabel (NW etwa $^1/_5$ D) bei anscheinend etwas rundlicherem Gehäusebau. Zu *Gl. subc. caneyanum* Girty sicher nicht gehörig, da Haubold (1930, S. 84) für diese Art u. a. eine bis ins Alter konstante Spiralstreifenzahl von 16 Leistchen angibt. Es ist wahrscheinlich, daß diese Formen noch in die Variationsbreite des *Gl. gran. spirale* Phill. fallen, dem ich sie deshalb auch anschließe.

Ob auch Brüning's (1920, S. 44) *Neoglyphioceras spiralis* Phill. aus der „*poststriatus*-Zone" = IIIγ, den H. Schmidt (1925, S. 571) als *Gl. gran. spiraloides* bezeichnet, noch dieser Art zuzurechnen ist, lasse ich dahingestellt. Jedenfalls bestehen in vieler Hinsicht große Ähnlichkeiten: „discoidales Gehäuse, maximale Größe 35 mm, Nabel eng, röhrenförmig, Anwachsstreifen protrakt-bikonvex, meist jedoch sehr schwach und kaum erkennbar, echte Spiralskulptur"; abweichend beträgt gleichfalls nach Brüning die Zahl der „Einschnürungen je Umgang nur 3" anstatt 4.

Es ist nicht völlig ausgeschlossen, daß sich schon unter dem Belegmaterial der *granosum-* und *subcircularis*-Gruppe aus dem Trogtaler Steinbruch (4) Abdrücke von *Gl. subc. subcircularis* MILL. befinden. Bei starker Verdrückung ist die Unterscheidung des *spirale* PHILL. vom *subcircularis* MILL. mit stark vermehrter Spiralstreifenzahl (s. denselben S. 500) unter Umständen nicht ganz einfach. Immerhin fehlen trotz der großen Zahl der Belegstücke typische oder auch nur einigermaßen sicher bestimmbare Exemplare der letztgenannten Form vollständig, so daß schon deshalb kaum mit dem Vorkommen derselben bereits in III γ, 1 zu rechnen sein dürfte.

Glyphioceras granosum poststriatum BRG.

Tafel 23, Figur 28—34

1920 *Neoglyphioceras poststriatus* n. gen., n. sp., BRÜNING, S. 44, Taf. 3, F. 3 f, Taf. 5, F. 10 a.
1920 *Neoglyphioceras cuboides* n. gen., n. sp., BRÜNING, S. 44, Taf. 5, F. 10 b.
1925 *Glyphioceras granosum poststriatum* BRG., H. SCHMIDT, S. 571, Taf. 21, F. 8, Taf. 23, F. 21—23.
1928 *Glyphioceras granosum* PORTL. f. *jasterdorfiensis* n. f., PATTEISKY & FOHLBRECHT, Taf. 16, F. 6.
1930 *Glyphioceras granosum poststriatum* BRG., HAUBOLD, S. 85.

Die im Harz verbreitete Form fügt sich zwanglos BRÜNING's Genus *Neoglyphioceras* ein. Diese umfaßt die 3 Arten: *poststriatus* BRG., *cuboides* BRG. und „*spiralis* PHILL." (1920, S. 44 bzw. 45). H. SCHMIDT (1925, S. 571) hat diese seiner *granosum*-Gruppe angeschlossen. Die Zugehörigkeit des *cuboides* zum *poststriatum*, in dessen Variationsbreite er fällt, ist daselbst nachgewiesen; dagegen ist die dritte Art unter dem Namen *Gl. gran. spiraloides* H. SCHM. ebendort als selbständige Unterart aufgeführt worden. Auf die Beziehungen dieser Unterart zum *Gl. gran. spirale* PHILL. bin ich oben (S. 496) bereits eingegangen.

Die Harzform, über die umfassende Untersuchungen anzustellen, das vorzügliche Belegmaterial Gelegenheit bietet, nimmt hinsichtlich der Körperform zu diesen beiden Unterarten eine Mittelstellung ein; sie ist zu dem gut bekannten *Gl. gran. poststriatum* BRG. zu ziehen, zumal da die Stellung des *spiraloides* H. SCHM. noch nicht endgültig geklärt ist. Offenbar ist die Variabilität des *poststriatum* BRG. größer als bisher bekannt. Die Abweichungen der von BRÜNING angegebenen und von mir ermittelten Maßzahlen sind nicht sehr beträchtlich, und es könnte sehr wohl durch Beobachtungsdifferenzen an vielleicht nicht ganz gleichwertigem Material eine genauere Übereinstimmung verschleiert sein. Die Harzform ist bei etwas geringerer Nabelweite anscheinend ein wenig flacher.

Leitend in der Teilzone III γ, 2; in größter Fülle in der oberen Abteilung derselben, den höchsten untersuchten Kulmhorizonten: in dem Aufschluß im unteren Neiletale (11) und besonders im hangenden Abschnitt des Steimkertal-Profiles (10 b, Fossilhorizonte IV und V); im oberen Neiletale (9) nur einmal sicher belegt.

Gute Kennzeichen sind die vollendete, grobe Spiralskulptur aus nahezu konstant 36 Spiralleisten, die an Steinkernen und gleichfalls auf der Außenschale stets sichtbaren 3 Einschnürungen je Umgang und die allgemein ungezähnelten ein wenig vorgezogenen ein- bis schwach zweibogig verlaufenden Anwachsstreifen.

Anfangswindung kugelig; die folgenden Umgänge kaum umfassend; schon ab 4 mm stärkeres Umfassen der Windungen bei weiter abgeflachtem Rücken bis etwa 8 mm: im Querschnitt annähernd kreisförmig. Ab 10 mm stärkeres Höhenwachstum und seitliche Abplattung; dickscheibenförmig, allseits gerundet bis ins Alter. Größte Breite in Nabelnähe. Bis über 70 mm groß; häufigste Größe neben Jugendformen 30 bis 50 mm D.

Nabel abgesetzt kegelförmig; zwischen 2 und 4 mm zugeschärfte Nabelkante, im übrigen kantengerundet. Anfangswindung enggenabelt, zunehmend bis 2 mm auf etwa 1/3; über 4 mm allmählich abnehmend auf 1/7 D bei 18 mm; unverändert bis ins Alter: 1/7 bis höchstens 1/6 D.

Die Beziehungen zwischen Nabelweite, Durchmesser und Breite gibt übersichtlich die folgende Tabelle wieder (Erklärung oben S. 495; die zweite Zeile enthält die entsprechenden Werte Brüning's für den *spiraloides* H. Schm., die letzte die für den *poststriatum* Brg. zum Vergleich):

D	1–2	2–4	4–5	5	6	8	9	12	13	17	18	21	22	25	26	29	30	–40	–70
(B/D	—	ohne Wertangabe für N							—	0,67			0,59	0,55	0,53		0,5	—	—)
NW/D	1/5	1/3	1/4	1/5	1/5	1/6		1/6			1/6				1/7			1/7 b. 1/6	
B/D				0,95	0,85	0,75	0,7				0,65				0,6				0,5
B/D	—N	allg.		1/6	—	1,0	0,9	0,85	0,77		0,77	0,72			0,66	0,66		0,59	

Den Verlauf der Loben bei etwa 18 mm D zeigt ein Steinkern-Exemplar: der Mediansattel ist verglichen mit der von Brüning nachgezeichneten Lobenlinie unverhältnismäßig niedrig; anscheinend handelt es sich hier um noch unreife Suturen. Nach Brüning ist der „Lobus E schmal, der Außensattel breit, glockenförmig" in Übereinstimmung mit meinen Feststellungen.

Skulpturelemente: Einschnürungen, Anwachsstreifen und Spiralleisten; nacheinander auftretend. Bei einer Größe von 5—6 mm bereits sämtlich vorhanden.

Zahl der Einschnürungen konstant 3 je Windung; der Schnittwinkel schwankt zwischen 110 und 130°; allgemein tief in den Steinkern einschneidend, trotz der Schalenverdickung der an sich schon dicken Schale ist stets auch die Außenseite noch deutlich eingesenkt. Verlauf dem der Anwachsstreifen entsprechend. Erstes Auftreten schon bei 2 mm, außen zunächst noch schwach, an der Nabelkante schärfer einschneidend (bis etwa 5 mm). Große Steinkerne zeigen dagegen unmittelbar am Nabel eine Verflachung der Einschnürung.

Die Anwachsstreifen verlaufen vom Nabel aus etwas vorgezogen mit breitem äußeren Seitenvorsprung und flacher weiter Außenbucht über die Außenseite; meist ist auch ein sehr schwacher innerer Seitenvorsprung vorhanden. Anwachsskulptur schon bei 1 mm D als leichte Wellung; bei 2 mm bereits deutlich geschwungene, aber ungezähnelte Anwachsstreifen, die allmählich schärfer hervortreten. Nur bei 5 mm erscheinen zugleich mit der beginnenden Spiralstreifung die Anwachsstreifen gezähnelt. Sie folgen dicht aufeinander und sind auch auf den größten Exemplaren stets gut erkennbar.

Zahl der Spiralstreifen vom Beginn des Auftretens an konstant 36, nur an sehr großen Exemplaren sind gegen 40 zu zählen. Die Breite der Leisten beträgt etwa 1/2—1/3 der Breite der Zwischenräume. Erstes Auftreten bei etwa 5 mm D: die ausgeprägte Anwachsstreifung wird plötzlich und am Nabel am

deutlichsten von feiner Spiralstreifung überdeckt. Zwischen 5 und 12 mm geht die bis dahin vorherrschende Anwachsskulptur unter Erzeugung einer einem Maschengewebe ähnlichen spiral und radial gleichmäßig starken Übergangsskulptur (Netzskulptur) in die Normalskulptur über: diese besteht aus regelrechten Spiralleisten mit nur schwachen Anwachsstreifen, die auf die Vertiefungen zwischen den Leisten zumeist beschränkt sind; wenn diese auch die Leisten selbst einkerben, erscheinen letztere knotig (*granosum*-Typ). Häufig ist besonders an den Schieferabdrücken größerer Exemplare das Hervortreten einzelner Anwachslinien zu beobachten, die an Stärke die benachbarten übertreffen, aber keineswegs die der Spiralleisten erreichen.

Abweichungen von der beschriebenen Form nur vereinzelt. Die Jugendexemplare sind, wie auch sonst gewöhnlich bei allen Arten, nicht ganz einheitlich in ihrem Gehäusebau. Zwei größere Stücke weisen eine relativ große Breite auf.

Glyphioceras subcircularis newsomi SM.

Tafel 22, Figur 22

1903 *Goniatites newsomi* n. sp., SMITH, S. 78, Taf. 17, F. 2—5.
1909 *Goniatites newsomi* SM., GIRTY, S. 62, Taf. 12, F. 11.
1925 *Glyphioceras subcircularis newsomi* SM., H. SCHMIDT, S. 573, Taf. 21, F. 14, Taf. 24, F. 4—7.
1930 *Glyphioceras subcircularis newsomi* SM., HAUBOLD, S. 84.

Nur sehr wenige Exemplare liegen vor, sämtlich aus IIIγ, 1. Bemerkenswert ist, daß diese Form im Harze ebenso wie in England nach BISAT (1928, S. 132) und im Sauerlande nach HAUBOLD (1930, S. 32) als erste Form der *subcircularis*-Gruppe zugleich mit dem *Gl. str. crenistriatum* BIS. erscheint.

Das kleinste Exemplar (D etwa 7 mm) ist eine Übergangsform mit Nabelkante, das mit dem von H. SCHMIDT (1925, T. 24, F. 5) abgebildeten Stück in jeder Beziehung sehr gut übereinstimmt. Meine Figur 22 zeigt ein typisches Exemplar von 16 mm D als Seitenabdruck. Nach Art der Erhaltung ist auf eine kleine breite Form zu schließen. Der Nabel ist weit: NW etwa $^1/_4$ D. 3 von den 4 kräftigen echten Einschnürungen des vollen Windungsumganges (Schnittwinkel etwa 90°) sind zu erkennen; sie verlaufen wie die Anwachsstreifen: seitlich besonders außen vorgezogen, auf der Außenseite flach eingebuchtet. Die Anwachsskulptur tritt gegenüber der groben Spiralstreifung: insgesamt ? 21 Spiralleisten (davon etwa 6 von Mitte Außenseite bis zur Spitze des Außenvorsprunges und weitere 15 bis zur Nabelkante) sehr zurück (vgl. HAUBOLD, 1930, S. 84).

Einige Stücke aus dem Trogtaler Hauptschiefer — hierzu Figur 23 auf Tafel 22 — stehen zwischen dieser Art und dem *Gl. gran. spirale* PHILL. (s. oben S. 497).

Glyphioceras subcircularis subcircularis MILL.

Tafel 22, Figur 18—21

1903 *Goniatites subcircularis* MILL., SMITH, S. 81, Taf. 26, F. 14—18.
1925 *Glyphioceras subcircularis subcircularis* MILL., H SCHMIDT, S. 573, Taf. 21, F. 12, Taf. 24, F. 1—2.
1930 *Glyphioceras subcircularis subcircularis* MILL., HAUBOLD, S. 83.

Diese Form gehört der Teilzone IIIγ, 2 an, sie dominiert in der unteren Abteilung derselben. Massenhaft ist sie in dem Aufschluß im oberen Neiletale 9, desgleichen in dem Fossilhorizont III des Steimkertal-Aufschlusses 10, da-

gegen nicht ganz so häufig in den übrigen Fossilhorizonten dieses Aufschlusses zu finden.

Der Erhaltungszustand des vorliegenden Materials läßt auf eine flachscheibenförmige Gestalt schließen, schon von Jugend an. Stärkeres Höhenwachstum namentlich im Alter; durchweg klein bleibend, selten über 30 mm, bis etwa 35 mm groß.

Die Nabelweite beträgt normal $^1/_8(-^1/_{10})$ D; ein einzelnes an sich typisches Exemplar ist auffällig weit genabelt: NW fast $^1/_6$ D. Die Jugendform ist offenbar weitnabelig.

Gewöhnlich je Umgang 4 (Schnittwinkel etwa 90°), jedoch sehr häufig bis zu 6 (Schnittwinkel bis unter 60°) schwache Schaleneinsenkungen von typisch außen vorgezogenem Verlauf.

Die feine Anwachsstreifung ist meist kaum zu erkennen, sie tritt gegenüber der kräftigen Spiralleistenskulptur gänzlich zurück; gleichlaufend mit den Einschnürungen: außen scharf vorgezogen, ohne Außenbucht (Lingua infolgedessen nicht vorhanden); innerer Seitenvorsprung sehr schwach oder ganz fehlend, unabhängig von der Zahl der Spiralleisten.

Spiralskulptur schon sehr frühzeitig, bei wenigen Millimeter Durchmesser bereits ausgebildet; etwa 16 Streifen an kleinen Exemplaren. Vermehrung der schmalen Spiralleistchen während des Wachstums bis auf etwa 28. Am häufigsten sind 20—24 Leisten zu zählen bei einem zugehörigen Durchmesser von etwa 20—25 mm und ungefähr gleich oft 4 bzw. 6 Einschnürungen je Umgang. Feste Beziehungen zwischen der Weite des Nabels, der Zahl der Einschnürungen und Spiralstreifen, die eine weitergehende Unterscheidung erlauben würden, bestehen anscheinend nicht.

Prolecanites serpentinus Phill.

1919 *Prolecanites ceratitoides* v. Buch, Weigelt, S. 227.
1925 *Prolecanites serpentinus* Phill., H. Schmidt, S. 441, Taf. 19, F. 6, Taf. 23, F. 5.

In III α, massenhaft namentlich im Steigertal-Niveau und in den Riesberg-Schichten.

Skulptur und Suturen sind zwar an keinem der ausnahmslos flachgedrückt erhaltenen Exemplare zu beobachten, jedoch stimmen die Abmessungen eines der größeren Stücke: D 18 mm, Zahl der Umgänge 3½, Wh 7 und R 10,8 mm völlig mit den Maßen des von H. Schmidt abgebildeten Exemplares überein.

Weigelt (vgl. auch 1919, S. 217: Non *Euomphalus papyraceus* Roem.) gibt nur das Vorkommen und die Häufigkeit dieser Art an.

Prolecanites ?quinquelobus Kittl

1925 *Prolecanites quinquelobus* Kittl, H. Schmidt, S. 543, Taf. 19, F. 18, Taf. 23, F. 7.

Die mir vorliegenden Jugendformen mit Durchmessern bis zu 6 mm fanden sich in III β, 4 und 5, in den unteren und mittleren Borberg-Schichten, d. h. in dem gleichen Horizont, wie das von H. Schmidt erwähnte Harzmaterial und abgebildete Exemplar dieser Art.

Die gute Übereinstimmung all dieser Stücke aus dem Harze läßt über ihre Zusammengehörigkeit keine Zweifel bestehen.

Extrem weitnabelig mit allseits gerundeten Windungen; sehr langsames Höhenwachstum; bei 4 mm bereits 4 Umgänge. Die folgenden nur teilweise erhaltenen Windungen zeigen das schnelle Anwachsen und beginnende Umfassen derselben.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Richtigkeit der Bestimmung bleibt jedoch weiterhin fraglich, da die reife Lobenlinie dieser Harzform immer noch unbekannt ist.

Pronorites cyclolobus PHILL.

1836 *Goniatites cyclolobus* n. sp., PHILLIPS, S. 237, Taf. 20, F. 40—42.
1925 *Pronorites cyclolobus* PHILL., H. SCHMIDT, S. 546, Taf. 19, F. 15.

Diese leicht kenntliche Art ist schon in den tiefsten fossilführenden Kulmschichten zahlreich vertreten und kommt noch in den mittleren Borberg-Schichten in einzelnen Lagen häufiger vor, d. h. in den Zonen III α—III β, 5.

Es finden sich vor allem Bruchstücke ausgewachsener Exemplare mit den typischen Randkanten, aber auffallend oft gleichfalls Reste der unverkennbaren Lobenlinie.

Muensteroceras truncatum PHILL.

1836 *Goniatites truncatus* n. sp., PHILLIPS, S. 234, Taf. 19, F. 20—21.
1925 *Muensteroceras truncatum* PHILL., H. SCHMIDT, S. 551, Taf. 20, F. 3.

Diese Art tritt in den höheren Schichten der Zone III α, im Steigertal-Niveau und besonders in den Riesberg-Schichten, überaus häufig, dagegen schon in III α/β nur noch ganz vereinzelt auf. Sie unterscheidet sich von den mit ihr vergesellschafteten Goniatiten durch den in allen Stadien außerordentlich engen Nabel von durchschnittlich nur $^1/_{10}$ D. Die Anwachsstreifen verlaufen noch bei 12 mm gerade, darüber aber sehr bald ausgesprochen zweibogig mit charakteristisch starkem äußeren Seitenvorsprung und weiter, tiefer Außenbucht. An einigen Stücken treten einzelne Anwachsstreifen in regelmäßigen Abständen schärfer hervor, was auch H. SCHMIDT schon erwähnt. Große Exemplare lassen eine feine Wellung, bzw. schwache Zähnelung der Anwachslinien erkennen und erscheinen manchmal mehr oder weniger deutlich spiral skulpturiert. Verhältnismäßig sehr früh, schon bei etwa 30 mm D, und ungewöhnlich kräftige Spiralstreifung besitzt ein Bruchstück dieser Art aus dem Steigertal-Niveau, die übrigen spiralstreifigen Exemplare — bis zu 50 Streifen sind zu zählen — haben Durchmesser von über 50 mm. In allen Größenstadien gleich häufig; bis zu 70 mm groß. Körperlich erhaltene Stücke fehlen.

Das von PHILLIPS abgebildete Stück paßt gut zu den mir vorliegenden derselben Größe, allerdings haben die Harzformen einen noch sehr viel ausgeprägteren Außenvorsprung. Das Herborner Material der Göttinger Sammlung weist bei gleich stark geschwungenem Verlauf der Anwachsstreifen eine etwas gröbere Skulptur im Vergleich zu meinem Material auf.

Nach den Angaben WEIGELT's (1919, S. 224) ist zu vermuten, daß von ihm auch Stücke dieser Art als *Glyphioceras (Sphenoceras) striatum* Sow. angesehen sind.

Nomismoceras grimmeri KITTL

1904 *Tetragonites grimmeri* n. gen., n. sp., KITTL, S. 677, Taf. 21, F. 18—24.
1925 *Nomismoceras grimmeri* KITTL, H. SCHMIDT, S. 553, Taf. 20, F. 14, Taf. 23, F. 12.
1930 *Nomismoceras grimmeri* KITTL, HAUBOLD, S. 36, Taf. 3, F. 3.

Anfänglich vermutete man, daß diese Form der III β-Zone angehöre. Neuere Funde in anderen Gebieten (HAUBOLD, 1930, S. 17, u. KÜHNE & PAECKELMANN, 1929, Anm. S. 1246) weisen auf die III α-Zone hin. Kürzlich hat H. SCHMIDT ein typisches Exemplar, das erste dieser Art aus dem Harze, in den Kieselschiefern der oberen Wegschleife am Bielstein, also ebenfalls in III α gefunden. Das Stück befindet sich in der Göttinger Sammlung.

Nomismoceras germanicum H. Schm.

1925 *Nomismoceras germanicum* n. sp., H. Schmidt, S. 557, Taf. 20, F. 13, Taf. 23, F. 10—11.

Neuere Feststellungen haben die Vermutung H. Schmidt's, daß diese Art auch noch in der Zone III β vorkommt, bestätigt. Im Harz ist sie im untersten Teile der III β-Zone und namentlich in III α/β sogar noch häufiger als in III α; in der *falcatum*-Subzone, ausgenommen den Posidonienkalk-Horizont, nur noch vereinzelt; darüber nicht mehr beobachtet.

Die Übereinstimmung mit der von H. Schmidt beschriebenen Form ist eine vollständige.

Weigelt (1919, S. 227) hat, durch Sandberger (1850, S. 67; T. 3, F. 13) veranlaßt, diese Art zusammen mit dem *Prolecanites serpentinus* Phill. als *Prolecanites ceratitoides* v. Buch bestimmt und beschrieben.

Sagittoceras ?discus Roem.

1925 *Homoceras discus* Roem., H. Schmidt, S. 577, Taf. 21, F. 16, Taf. 24, F. 10—11.

Es liegt nur ein einzelnes Bruchstück vor, aus den Riesberg-Schichten, III α, das die allgemein der Gattung eigentümlichen Kennzeichen des *discus*-Stadiums besitzt: zugeschärfte Außenseite und Anwachsstreifen mit breitem und hohen äußeren Seitenvorsprung. Da Jugendformen fehlen, ist die Zugehörigkeit zu *S. discus* Roem., der als einziger Vertreter dieser Gattung mit *Gl. crenistria* Phill. zusammen im Harz (Iberger Kulmkalk) vorkommt, nicht sicher nachweisbar, aber sehr wahrscheinlich.

Sagittoceras brüningianum H. Schm.

Tafel 23, Figur 35—36

1920 *Girtyoceras meslerianum* Girty, Brüning, S. 49, Taf. 6, F. 13a.
1925 *Homoceras brüningianum* n. sp., H. Schmidt, S. 580, Taf. 21, F. 17, Taf. 24, F. 12—14.

Zahlreiche, aber nur wenige besser erhaltene Stücke dieser Art liegen aus dem Lautenthaler Niveau und dem unteren Teile der Borberg-Schichten, aus III β, 1—4 vor. In der Mehrzahl sind es Bruchstücke sehr großer Individuen im *discus*-Stadium; der Zahl nach folgen Formen im *excavatum*-Stadium. Das erste Stadium ist unbelegt, jedoch zeigen einige Stücke, die sich in der Göttinger Sammlung befinden und den Oberen Lautenthaler Schichten entstammen, noch deutlich die Knötchen der Nabelkante, die für das *calyx*-Stadium typisch sind.

Bei etwa 6 mm 4, später, z. B. bei 15 mm 6—8 Einschnürungen je Windung. Diese sind wie die Anwachsskulptur geschwungen; sie verlaufen unter Freilassung der Nabelkante zunächst tief einschneidend nach vorn und dann verflachend in konkavem Bogen nach außen, z. T. über die Außenseite hinweg.

Fast an allen Stücken mit einem Durchmesser von über 50 mm ist — bei den älteren Formen anscheinend etwas später als bei den jüngeren — eine sehr gleichmäßige feine Knotelung der zugeschärften Externseite, eine Alterszackung zu beobachten, am deutlichsten an dem Windungsbruchstück des größten der vorliegenden Exemplare, dem ein Durchmesser von über 80 mm zukommen dürfte.

Von den übrigen Skulpturelementen sind in erster Linie die äußerst kräftig geschwungenen Anwachsstreifen zu nennen, die besonders gut auf den im übri-

gen skulpturlosen Altersformen zur Geltung kommen. Spiralstreifung gelangte nicht zur Beobachtung.

Da ausschließlich flachgedrücktes Schiefermaterial vorliegt, ist der Gehäusebau der Harzform im einzelnen unbekannt. Bei stets scharfer Nabelkante beträgt die Weite des Nabels im *excavatum*-Stadium nur etwa 1/3 bei 7 mm, 1/5 bei 10 und 1/7 bei 18, schließlich bei 30 mm und mehr etwa 1/8 D. Es sind dies die gleichen Werte, die BRÜNING angibt.

Diese Art scheint wesentlich größer zu werden, als man bisher anzunehmen berechtigt war.

Sagittoceras cf. *brüningianum* H. SCHM.

Tafel 23, Figur 37

1920 *Girtyoceras meslerianum* GIRTY, BRÜNING, S. 49, Taf. 6, F. 13 a.
1925 *Homoceras brüningianum* n. sp., H. SCHMIDT, S. 580, Taf. 21, F. 17, Taf. 24, F. 12—14.

Eine ganze Reihe von Exemplaren aus den Mittleren und Oberen Lautenthaler Schichten, sowie dem mittleren Teile der Borberg-Schichten (III β, 3—5) unterscheiden sich insofern von dem typischen *S. brüningianum*, als sie alle einen weiteren Nabel: bei 12 mm 1/3, bei 16 mm 1/4 D, und in diesem abweichenden *excavatum*-Stadium nur 4, meist kreuzförmig auf der Windung angeordnete, verhältnismäßig gestreckt verlaufende und lange Einschnürungen besitzen.

Ein hierzu gehöriges Exemplar ist von WEIGELT (1919) auf Tafel 14, Figur 6 b als vermeintliche Jugendform des *Gl. str. falcatum* ROEM. abgebildet.

Sagittoceras costulatum n. sp.

Tafel 23, Figur 41—42

Es handelt sich um kleine, die Größe von 12 mm nicht überschreitende Goniatiten aus den Unteren Lautenthaler Schichten, III β, 2, und den untersten Borberg-Schichten, III β, 4. Ähnlich wie bei den Jugendformen von *Sag. burhennei* BRG. erscheinen in der Seitenansicht die Nabelwände zahlreicher Windungen, die aber nicht nur Randknoten, sondern echte kleine Rippen tragen.

Der Querschnitt der letzten Windung zeigt eine breite abgeflachte Außenseite und eine einigermaßen deutlich gerundete Nabelkante. Bei früheren Windungen fällt die Nabelkante weg. Das Anwachsen der Windungen erfolgt sehr langsam, so daß bei 8 mm 6—7 Umgänge gezählt werden.

Die Rippen, etwa 24—30 je Umgang, verlaufen vom Nabel aus radial, beim Holotyp sieht man sie auf dem letzten Umgang an der gerundeten Nabelkante etwas vorbiegen.

Der Übergang zum *excavatum*-Stadium erfolgt später als bei allen anderen *Sagittoceras*-Arten. Das *excavatum*-Stadium liegt vor in einem Stück vom NO-Hang des Heimberges, dessen genauer Horizont nicht bekannt ist. An diesem sieht man kräftige, stark zweibogige Anwachsstreifen und 2 Einschnürungen, die ungefähr im Winkel von 90° zueinander stehen. Ein Exemplar von Ober-Alme bei Brilon zeigt ebenfalls 2 Einschnürungen senkrecht zueinander beim Übergang zum *excavatum*-Stadium.

Bei *Eumorphoceras pseudobilingue* BIS., an den diese Form einige Anklänge zeigt, bleiben die Rippen auch im mittleren Stadium erhalten, während das beschriebene *excavatum*-Stadium der neuen Form durchaus *Sagittoceras*-artig

ist. Am ehesten ist diese bei *Sag. burhennei* anzuschließen, mit deren Jugendformen die neue Art die Gestalt gemeinsam hat, und aus deren Randknoten sich die Rippen der neuen Art herleiten lassen.

Andererseits ist eben diese Jugendberippung ein Merkmal der Gattung *Eumorphoceras* bzw. des *jugosus*-Stadiums zahlreicher Oberkarbon-Goniatiten. Da die Fundschicht von der *Eumorphoceras*-Stufe beträchtlich entfernt ist, wird vorläufig angenommen, daß es sich nicht um ein erstes Auftreten von *Eumorphoceras* handelt, sondern um einen Seitenzweig von *Sagittoceras*, der sich in diesem Merkmal convergent zu *Eumorphoceras* entwickelt hat. Dafür spricht auch das in den Unteren Lautenthaler Schichten gefundene Stück, welches bis zu einer Größe von 3 mm ebenfalls Nabelrippen, danach aber bei etwa 12 mm ein normales *excavatum*-Stadium von *Sagittoceras* zeigt.

Nach Stücken der Göttinger Sammlung kommen gleiche oder ähnliche Formen außer bei Brilon-Oberalme (Zone III γ) auch bei Mährisch-Weißkirchen-Töplitz (vermutlich Zone III β) vor.

Sagittoceras coronula Roem.

Tafel 23, Figur 38—40

1855 *Goniatites? coronula* n. sp., Roemer, S. 40, Taf. 7, F. 18.
1920 *Eumorphoceras wedekindi* n. sp., Brüning, S. , Taf. F.
1925 *Homoceras coronula* Roem., H. Schmidt, S. 578, Taf. 21, F. 20, Taf. 24, F. 20—23.

Diese von Roemer nach der unverkennbaren Jugendform aus dem entsprechenden Niveau des Oberharzer Kulms bei Bockswiese benannte Form tritt erstmalig und gleich massenhaft in Weigelt's Tierbrutkalk an der Grenze der Lautenthaler und Borberg-Schichten, in III β, 4 auf. In den Borberg-Schichten sind Jugend- und Alters-Formen häufig, in der III γ-Zone nur kleine Exemplare regelmäßig, größere dagegen selten anzutreffen.

Schon nach 1½ Umgängen geknotet; rund 27 Knoten je Umgang, etwa 2½ Windungen mit Knoten.

Die Knötchen an der Nabelkante sind bei Beginn des *excavatum*-Stadiums ein wenig rippenartig verlängert und komma-artig vorgezogen.

An ausgewachsenen Exemplaren (im dritten Stadium) fehlt die ausgeprägte Seitenfurche, welche sonst die Formen der Zone III γ, insbesondere die westfälischen Stücke der Göttinger Sammlung aufweisen.

Sagittoceras meslerianum Girty

1909 *Adelphoceras meslerianum* n. sp., Girty, S. 66, Taf. 12, F. 1—3.
1920 *Girtyoceras postmeslerianum* n. sp., Brüning, S. 49, Taf. 6, F. 13 a.
1925 *Homoceras meslerianum* Girty, H. Schmidt, S. 581, Taf. 21, F. 18, Taf. 24, F. 24—27.

Einige Stücke aus den höchsten Borberg-Schichten und tiefsten Grauwacken (1), also aus III γ, 1 stammend, sind zu dieser Art zu stellen.

Der Gehäusebau der Harzform ist nicht vollständig bekannt, da nur flachgedrücktes Material vorliegt. Das *calyx*-Stadium ist unbelegt; im *excavatum*-Stadium, das bis etwa 15 mm beobachtet wurde, fällt die Weite des Nabels und der relativ große Zwischenraum zwischen der ausgeprägten Nabelkante und dem Einsatz der Furche auf. Es scheinen derer stets nur 4 vorhanden zu sein, die geschwungen verlaufend über die Außenseite zusammenhängen. Schon das von H. Schmidt wiedergegebene Stück im *discus*-Stadium besitzt außen eine feine Alterszackung bei einer Größe von schätzungsweise

30 mm; sie ist leider auf der Abbildung kaum zu erkennen. Mein größtes Exemplar hat einen Durchmesser von mindestens 60 mm und weist gleichfalls, wenn auch nicht sehr deutlich diese Alterszackung auf. Ein anderes, halbkörperlich erhaltenes Bruchstück ist außen ungezackt, zeigt aber sehr gut die scharfgekielte Außenseite. Die stark bogige Anwachsskulptur ist nur an einem Bruchstück nahe der Außenkante angedeutet erhalten.

Dimorphoceras discrepans BROWN

Tafel 23, Figur 43—44

1897 *Dimorphoceras discrepans* BROWN, FOORD, S. 222, F. 106.

Diese Art ist einwandfrei durch die charakteristische zerschlitzte Lobenlinie belegt, die ganz bzw. in ihrem wesentlichsten Teile an 2 Stücken erhalten ist. Das eine stammt aus IIIγ, 1, und zwar aus dem Ecksberg-Bruch (1), das andere aus dem Steinbruch im Gr. Steimkertale (10 a), hier aus IIIγ, 2. Zu dieser Art habe ich auch alle jene Stücke gestellt, die zwar wegen des Mangels an typischen Merkmalen auch der ähnlichen Gattung *Anthracoceras* zugerechnet werden könnten.

Reste von Dimorphoceraten sind in IIIγ, in den Aufschlüssen E, 1, 4, 10 a und b — und zwar in 10 in den Faunenhorizonten I, II und IV überaus häufig — angetroffen worden. In IIIβ fand sich nur ein einzelnes Stück: in den mittleren Borberg-Schichten (Teilzone 5). WEIGELT (1919, S. 228) erwähnt das Vorkommen dieser Gattung in den Mittleren Lautenthaler Schichten, konnte sie aber nicht sicher belegen. Immerhin bleibt festzustellen, daß sie sich erst in IIIγ voll entfaltet.

Das vorliegende Material umfaßt in der Mehrzahl kleine Exemplare; das größte dürfte einen Durchmesser von etwa 50 mm haben. Sie sind außerordentlich eng genabelt, oftmals erscheint der Nabel fast geschlossen bei großem Höhenwachstum. Statt der stark geschwungenen zweibogigen Anwachszeichnung ist vielfach nur eine gleichlaufende Runzelung zu beobachten.

Daraelites culmiensis n. sp.

Tafel 23, Figur 45—48

Neben einer großen Anzahl von Stücken, die nur den Gehäusebau im allgemeinen zu erkennen gestatten, liegt eine Reihe von Fragmenten mit Lobenerhaltung vor. Das Material fand sich in größerer Menge in den Aufschlüssen 1, 3 und 4 (in IIIγ, 1), in den letzten beiden sehr häufig.

Auffallend ist die ceratitische Lobenzerschlitzung, die eindeutig an mehreren Exemplaren, aber stets erst bei einer Windungshöhe von etwa 10 mm an zu beobachten ist und ausschließlich den Laterallobus betrifft. Sie ist, gleichfalls nur auf einzelne Loben beschränkt, für das Genus *Daraelites*, nach KARPINSKY (1889, S. 42; F. 27) einer Gattung von *Prolecanites*-Abkömmlingen, beispielsweise der Art D. meeki GEMMELLARO (1887, S. 68; F. 16—23) kennzeichnend.

Im einzelnen ist die Lobenlinie aus der Figur 46 b auf Tafel 23 zu ersehen: Externlobus dreispitzig und ausgeweitet, Laterallobus sehr breit und fein zerschlitzt durch 4—5 kleine Zacken; die beiden folgenden Loben bis zum Umschlag sind schmaler und nehmen an Tiefe ab.

Das Gehäuse wächst ähnlich dem *Prolecanites quinquelobus* KITTL zunächst nur langsam an: bereits bei 3 mm 3 Umgänge, später schnelles Anwachsen

der Windungen; bei etwa 27 mm Wh rund 13, R ungefähr 18 mm, Verhältnis beider 0,72 (vgl. H. Schmidt, 1925, S. 542), die Zahl der Windungen beträgt schätzungsweise 6.

Ein quergeschnittenes Jugendexemplar zeigt die flachscheibenförmige Gestalt. Auch im Alter scheint die Breite im Verhältnis zum Durchmesser nur sehr gering zu sein.

Die ersten Windungen kaum umfassend, wodurch ein bis ins Alter gleichmäßig weiter Nabel bedingt wird: NW ½—⅓ D.

Ein einzelnes Stück besitzt bei einem Durchmesser von etwa 10 mm seitlich außen eine feine aufgesetzte Randleiste ähnlich *Merocanites applanatus* Fr. (vgl. H. Schmidt, 1925, T. 19, F. 15), mehrere andere Fragmente mit zugehörigen Durchmessern um 20 mm sind außen abgeflacht und kantig. Die größten vorliegenden Windungsbruchstücke (D bis über 40 mm) sind anscheinend wieder außen gerundet und nur seitlich wie schon von Jugend an stark abgeplattet.

Die Skulptur scheint aus einer geradlinig radial verlaufenden Anwachszeichnung zu bestehen und ist nur auf sehr wenigen Stücken und sehr undeutlich zu erkennen.

Besonders auffällig an dieser Art ist die ceratitische Lobenzerschlitzung. Außer dem vereinzelt dastehenden *Prodromites* hat sich also noch eine Form mit ceratitischer Lobenzerteilung im Unterkarbon gefunden.

II. Begleitfauna

Von der großen Zahl der Begleitfaunen-Arten sind Reste im Vergleich mit denen der Goniatiten — von wenigen, beinahe überall anzutreffenden Formen wie „*Rhynchonella*“, *Posidonomya* bzw. *Posidoniella* und *Orthoceras striolatum* H. v. Meyer abgesehen — namentlich in den Grauwacken weit spärlicher zu finden; die Formen sind dementsprechend durchweg nur durch einzelne Exemplare belegt und bedürfen bis auf die nachstehenden keiner besonderen Beschreibung.

Xenura koboldi (n. gen., n. sp.) Schöndorf

Tafel 23, Figur 49

Es liegt nur ein einziges Stück vor; dieses fand ich in dem Steinbruch im Gr. Steimkertale (10), und zwar in dem Fossilhorizont I.

Die Beschreibung verdanke ich Herrn Prof. Dr. F. Schöndorf-Hildesheim:

Das Exemplar ist „ausgezeichnet durch die sehr zierlichen Arme und verhältnismäßig große Körperscheibe. Länge der Arme 25 mm, Breite der Scheibe r = 5 mm. Es liegt nur ein negativer Abdruck der Unterseite (Ventralseite) vor. Die Arme sind sehr lang und in ganz feine Spitzen ausgezogen, so daß es schwer fällt, ihr äußerstes Ende im Gestein zu finden“.

„Im Mundskelett treten die Mundeckstücke stark hervor, ebenso sind die Adambulacralplatten kräftig entwickelt, halbmondförmig gekrümmt und tragen am Außenrande 5 kräftige dicke, nach vorn (distalwärts) gerichtete Stacheln. Die Ambulacralplatten alternieren wie bei *Lepworthura* und zeigen auluroide Form. Die Madreporenplatte liegt dicht neben dem Mundeckstücke in einem Interradius ventral, sie ist grob skulpturiert.“

„Die Körperscheibe ist dicht bestachelt und granuliert, Randplatten fehlen. Die Stacheln sind gelenkig mit einer merklich verdickten Basis."

Das Exemplar befindet sich in Hildesheim in der Asteriden-Spezialsammlung von Herrn Professor SCHÖNDORF; ein Abdruck des Originals ist unter meinen Belegstücken in der Sammlung des Geologischen Institutes der Technischen Hochschule Berlin.

Beyrichia n. sp.

Ein ausgezeichnet erhaltenes Stück einer neuen *Beyrichia*, die nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. MATERN-Frankfurt a. Main weder aus dem Karbon noch dem Devon bisher bekannt ist, liegt aus dem Aufschluß 11 im unteren Neiletale vor.

Da die Auswertung dieses Fundes in vollem Umfange allein einem Spezialisten möglich sein dürfte, habe ich das Stück Herrn Dr. MATERN, der die Ostracoden des deutschen Unterkarbons monographisch bearbeitet, zur Verfügung gestellt. Ich verweise hier deshalb auf die in Kürze erscheinende Abhandlung, in der diese Form Berücksichtigung finden wird.

Trilobiten-Reste

Mein gesamtes Trilobiten-Material ist von Herrn Prof. R. RICHTER-Frankfurt a. M. freundlicherweise durchgesehen worden. Die Mehrzahl der in fast allen Horizonten anzutreffenden Trilobiten-Reste ließ eine sichere Bestimmung nicht zu.

Es fanden sich: *Cylindraspis* sp. verhältnismäßig häufig in III α und III β; *Cylindraspis aequalis* (H. v. MEYER)? in III β, 3 und *Cylindraspis aprathensis* RUD. & E. RICHTER im untersten Teile der Subzone III γ, 1 am Ecksberge (1) in je einem Exemplar; desgleichen *Phillipsia westfalica* NEBE? sowie zahlreiche Stücke dieser Gruppe in III γ, 2, im Aufschluß 10 im Gr. Steimkertale.

Im übrigen weise ich auf die in Bearbeitung befindliche Monographie der Unterkarbon-Trilobiten Deutschlands von Herrn Prof. RICHTER hin.

III. Pflanzen

Gut erhaltene Pflanzenreste zählen trotz der Fülle des in den Kulmablagerungen anzutreffenden Pflanzenmaterials — als Pflanzenhäcksel in der Grauwackenschichtenfolge allgegenwärtig! — zu den Seltenheiten. Die wenigen bestimmbaren Stücke geben über die Arten der Kulmflora des Oberharzes einen gewissen Anhalt.

Eine eingehende Würdigung haben die bereits bekannten Pflanzenfunde aus dem Oberharzer Kulm durch H. POTONIÉ (1901) und neuerdings durch GOTHAN (SCHRIEL & GOTHAN, 1928, S. 320) erfahren. Eine übersichtliche Aufstellung ist auch in den Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Seesen (BODE, 1907 a, S. 21) enthalten.

Einige der angeführten Stücke stammen aus den auch von mir ausgebeuteten Aufschlüssen, ohne daß es möglich wäre, hierüber genaueres den Literaturangaben zu entnehmen.

Von meinen Stücken, die größtenteils diesen bekannten Formen angehören, verdienen allein die nachstehenden hervorgehoben zu werden.

Archaeopteridium (Sphenopteridium) cf. *tschermaki* (Stur) Kidston

Tafel 23, Figur 50

1875/77 *Archaeopteris tschermaki* n. sp., Stur, S. 51, Taf. 12, F. 1.
1923/25 *Archaeopteridium tschermaki* Stur, Kidston, S. 123, Taf. 40, F. 3, Taf. 41, F. 1—2.

Der sehr gut erhaltene Farn aus dem tiefsten Schieferpacken der Unteren Grauwacken am Ecksberge (1), III γ, 1, stimmt mit dieser Art am vollkommensten überein. Es ist fraglich, ob auch *A. Dawsoni* Stur diesem Typ zugehört.

Aphlebia aff. *ostraviensis* Goth.

1913 *Aphlebia ostraviensis* n. sp., Gothan, S. 226, Taf. 37, F. 2.

Ein Stück feinkörniger Grauwacke aus dem Steimkertal-Aufschluß (10 b), III γ, 2, enthält einen Stengelrest mit einer verhältnismäßig großen, sehr langgestreckten Aphlebie, die der *Aphlebia ostraviensis* Goth. nahesteht.

Bemerkenswert ist, daß dieses und das voraufgeführte Stück die ersten Blattreste sind, die im Oberharzer Kulm gefunden sind.

Ein anderes Stück aus dem gleichen Horizonte ist zusammen mit einem zweiten aus dem Schildautale oberhalb von Seesen von Herrn Prof. Gothan als *Articularia hercynica* n. gen., n. sp. bestimmt. Ich verweise hier auf die in Kürze erscheinende Beschreibung dieser neuen Form.

F. Vergleichende Betrachtungen

Die Grundlage der im Mittelpunkte dieser Arbeit stehenden Gliederung bilden die in einem verhältnismäßig kleinen und ausgewählten Teile des Oberharzer Kulmgebietes zusammenliegenden Einzelprofile, soweit sie sich durch eine hinreichende Fossilführung auszeichnen. Es ist dies keineswegs die Gesamtheit der genaueren Untersuchungen zugänglichen Aufschlußprofile. Es mußte vielmehr eine Reihe von Aufschlüssen in den Grauwacken und sogar in den Posidonienschiefern wegen der Schwierigkeit, in diesen die zur Gliederung notwendige Zahl von Fossilien zu gewinnen, unberücksichtigt bleiben; darunter befinden sich auch Teile der von Weigelt (1919) bearbeiteten Unterkulmprofile.

Die quantitativ und qualitativ innerhalb weiter Grenzen wechselnde Fossilführung der Kulmschichten wird einmal durch die verschiedenartige petrographische Gesteinsbeschaffenheit, die wiederum mit den speziellen Sedimentationsverhältnissen aufs engste verknüpft ist, und durch spätere tektonische Einwirkungen bedingt.

Eine stärkere Anreicherung von Fossilresten ist innerhalb relativ geringmächtiger Schichtenfolgen und nur dort festzustellen, wo vorwiegend feinere bis feinste Gesteine abgelagert sind. Sie zeigen sich namentlich bei Gegenwart kalkiger Substanz für die Erhaltung der eingelagerten Faunenreste besonders günstig. Offensichtlich handelt es sich hier um die von der Tierwelt bevorzugten Meeresteile mit ruhiger und geringer Sedimentation.

Demgegenüber sind die bei weitem vorherrschenden sandig-grobklastischen Gesteine beinahe als fossilleer anzusprechen, da sich in diesen theoretisch in etwa die gleiche Menge von Fossilien desselben Zeitraums auf einen mächtigen, klastisch entwickelten Profilabschnitt verteilt. Zudem ist in diesen Partien der größte Teil der zarten tierischen Überreste schon während der Einbettung bis

zur Unkenntlichkeit zerstört worden. Hinzu kommt ferner, daß die Fauna diese Gebiete stürmischer und rascher Sedimentation sicherlich gemieden haben wird.

Außerordentlich nachteilig macht sich schon eine geringe transversale Schieferung sowie stets der oftmals ausgeprägte elliptoidische Zerfall der Schiefer bemerkbar, deren Spaltbarkeit nach den Schichtflächen hierdurch wesentlich herabgemindert bis gänzlich unterdrückt wird. Von nur untergeordneter Bedeutung ist dagegen gewöhnlich der Grad der Verwitterung.

Eigentlich in allen Fällen ist wegen des durchweg ermangelnden Reichtums an Fossilien — mit Ausnahme der höheren Kieselschiefer- und unmittelbar anschließenden Posidonienschieferhorizonte — eine gewisse größere Menge leicht greifbaren Gesteinsmaterials bei der Faunenfeststellung kaum zu entbehren.

Die geschilderten Verhältnisse werden ohne Frage in gleicher Weise über mein Arbeitsgebiet hinaus uneingeschränkt für die Kulmablagerungen des gesamten Oberharzes zutreffend sein; auch sind geeignete Aufschlüsse über den ganzen Oberharz verteilt in größter Zahl vorhanden. Darum halte ich meine Ansicht für genügend begründet, daß der Nachweis der einzelnen Faunenhorizonte in den übrigen Teilen des Oberharzes und die Einordnung bzw. der Vergleich der dort verbreiteten Kulmschichten mit dem faunistisch gegliederten Normalprofil kaum irgendwelchen grundsätzlichen Schwierigkeiten begegnen werden, nachdem einmal eine derartige Gliederung in einem Teilgebiete durchgeführt ist. Selbst die bisher für nahezu fossilleer gehaltenen und anscheinend aus diesem Grunde so sehr vernachlässigten Grauwacken beherbergen eine zwar nicht besonders artenreiche, aber keinesfalls individuenarme Fauna, deren Erfassung zweifellos mühsam genug ist, sich aber durchaus verlohnt!

In diesem Zusammenhange ist das Zahlenverhältnis der vor Beginn und mit dieser Arbeit nachgewiesenen Goniatitenarten der Grauwacken wie überhaupt des Oberharzer Kulms bemerkenswert. Eine weitere Stütze meiner Auffassung ergibt sich aus folgender Übersicht über die seither und fast ausschließlich zufällig gefundenen Goniatitenreste des übrigen Oberharzer Kulmverbreitungsgebietes, speziell aus den Grauwacken:

Im Innerstetal oberhalb von Lautenthal fand ich in dem Grauwackenbruche hinter dem Sägewerke Hüttschental einen Abdruck der Außenseite eines *Glyphioceras striatum crenistriatum* BIS.

Im oberen Schildautale unterhalb der Einmündung des Bärentales fand Herr SCHELL aus Wildemann in geologischem Zusammenhange mit einer grob entwickelten Konglomeratbank des dortigen Grauwackenbruches einen *Glyphioceras subcircularis subcircularis* MILL.; das Stück befindet sich in der Sammlung des Finders in Wildemann.

Südöstlich von Grund fand Herr Rektor JUST zwischen dem Knesebeckschacht und Wiemannsbucht nahe einem Wassertunnel in Grauwacken zwei vollkörperlich erhaltene Exemplare von *Glyphioceras striatum crenistriatum* BIS.; die Stücke befinden sich in dessen Privatsammlung in Clausthal.

Unterhalb von Clausthal fand Herr Bergrat Dr. STAHL im Innerstetale unweit einer Konglomeratlage Reste von *Glyphioceras striatum crenistriatum* BIS. (Sammlg. d. Pr. Geol. L.-A., Bln.).

Zahlreiche aus dem Clausthaler Gebiet (Clausthal, Zellerfeld, Bockswiese usw.) stammende stratigraphisch wichtige Kulmgoniatiten befinden sich größtenteils in der Sammlung der B.-A. Clausthal.

Die ungenauen Angaben betreffs der Fundstätte und des fossilliefernden Horizontes der letztgenannten Stücke lassen ebenso wie die übrigen allzu iso-

lierten und deshalb nicht horizontierbaren Fossilfunde aus den Grauwacken keinerlei Schlußfolgerungen zu.

Die von Herrn Stahl gefundene Grauwackenfauna aus dem Neuen Zellerfelder Schacht (unveröffentlicht) mit *Glyphioceras granosum spirale* Phill. und *Glyphioceras striatum crenistriatum* Bis. (Sammlg. d. Pr. Geol. L.-A., Bln.) entspricht der des Trogtaler Bruches bei Lautenthal, der Teilzone III γ, 1; die fossilführenden Schiefer liegen nach freundlicher Mitteilung von Herrn Stahl zwischen den Konglomeraten und den Posidonienschiefern, also auch hier innerhalb der Unteren Grauwacken.

Zum Schluß seien noch alle diejenigen Argumente zusammengetragen, die den Einwand entkräften, es handele sich bei dieser doch immerhin ganz lokal gewonnenen, dazu sehr differenzierten faunistischen Kulmgliederung um eine nur innerhalb des bearbeiteten Gebietes oder allein im Oberharz gültige.

Der Gegenbeweis ist um so leichter zu führen, als eine ganze Anzahl entsprechender Gliederungen für die wichtigsten Verbreitungsgebiete des in Frage kommenden Schichtenkomplexes zum Vergleich vorliegen. Einschränkend ist zu bemerken, daß die Untersuchungen nicht überall gleich weit fortgeschritten sind, und daß deshalb eine gewisse Verschiedenwertigkeit die Vergleichung bis in alle Einzelheiten unmöglich macht.

Am gründlichsten untersucht und nach genau denselben Gesichtspunkten durchgeführt ist die Gliederung des Kulms auf Blatt Goddelsheim im Rheinischen Schiefergebirge von Haubold (1930), dessen vorzüglich übereinstimmende Ergebnisse wiederholt in dieser in engem Zusammenwirken entstandenen Parallelarbeit zum Vergleich herangezogen sind. Haubold nimmt seinerseits mehrfach Bezug auf die ältere ähnliche Arbeit Brüning's (1920), bei welcher der Schwerpunkt der Felduntersuchung in der Gegend von Neheim im Rheinisch-westfälischen Schiefergebirge lag, und deren Ergebnisse sich mit denen der Arbeit Haubold's fast vollkommen decken.

Vor allem sind zwei Arbeiten Bisat's (1924 und 1928) über die Goniatitenzonen im englischen Karbon zu nennen, dessen Gliederung der des Kulms im Rheinischen Schiefergebirge und der des Oberharzer Kulms im großen und ganzen durchaus entspricht. Ferner teilt Moore (1930) eine Gliederung speziell der Bowland Shales mit, die ebenfalls in gleicher Reihenfolge fünf von den im Harz ausgeschiedenen Leithorizonten enthält.

Die Gliederung des mährisch-schlesischen Kulms ist erst in jüngster Zeit nach dieser Richtung hin genauer erforscht. Eine allgemeine, ziemlich gleichartige Gliederung nach Goniatiten ist von H. Schmidt (1927) bereits 1927 veröffentlicht. Etwas ausführlicher wird die Faunenverteilung in der Monographie über den Kohlenbergbau des Ostrau-Karviner Steinkohlenrevieres in einem besonderen Abschnitt von Patteisky (1928) behandelt. Danach sind auch hier bereits eine große Anzahl der bestimmte Teilzonen kennzeichnenden Goniatiten innerhalb der nicht weiter unterteilten Hauptzonen H. Schmidt's und, soweit man erkennen kann, auch in etwa entsprechenden Horizonten nachgewiesen worden. Größere Unterschiede im einzelnen sind hier am ehesten zu erwarten und am wenigsten als Gegenbeweis deutbar, da in diesem Gebiete ja in vielfacher Beziehung zur Karbonzeit stark abweichende Verhältnisse geherrscht haben.

Die beigefügte Vergleichsaufstellung (Tabelle 4) zeigt diese in allen wesentlichen Teilen nahezu völlige Übereinstimmung; sie bietet einen sicheren Maßstab für die Zuverlässigkeit und den Geltungsbereich der in dieser Arbeit ge-

gebenen Gliederung des Oberharzer Kulms und ist zugleich auch ein überzeugender Beweis dafür, daß die Goniatiten im Sinne H. SCHMIDT's unbedingt im Unterkarbon und namentlich in der *Glyphioceras*-Stufe sowohl zu einer Gliederung im großen, wie außerdem auch noch zu feineren Aufteilungen von keineswegs nur lokaler Gültigkeit bestens geeignet sind.

Tabelle 4

Oberharz (KOBOLD)	**Rhein. Schiefergebirge** (HAUBOLD)	**England** (BISAT)	**England** (MOORE)	**Mährisch-Schlesien** (H. SCHMIDT-PATTEISKY)
	schaelkense	*umbilicus*		*Homoceratoides* und *granosum* (= *poststriatum*)
poststriatum und *subcircularis*	*poststriatum* und *subcircularis*	*subcircularis*		
crenistriatum und *spirale*	*crenistriatum* und *spirale* = „*granosum like form*“ = *spirale*	*crenistriatum* und		*crenistriatum*
waldeckense	*waldeckense*			
waddingtoni	*waddingtoni*	*waddingtoni*	*waddingtoni* =	*quinquagenarium*
elegans	*elegans*	*elegans*	*elegans*	und
falcatum	*falcatum*	*falcatum* und *striatum*	*falcatum*	*falcatum* und *striatum*
striatum	*striatum*			
spirifer und *intermedium*	*spirifer* und *intermedium*	*nomismoceras*-beds		
crenistria	*crenistria*	*crenistria*	*crenistria*	*crenistria*

Vergleichsaufstellung

der Kulmgliederungen nach Goniatiten

G. Zusammenfassung

In Ergänzung und anknüpfend an die Untersuchungen WEIGELT's wird im Vorstehenden für den Harz erstmalig die Gesamtheit der Kulmschichten faunistisch überarbeitet und mit H. SCHMIDT nach Goniatiten gegliedert.

Die lückenhafte Erschließung ist zusammen mit der Fossilarmut des weitaus größten Teiles der Kulmsedimente die Veranlassung für eine Einengung des Arbeitsgebietes; es wird das am besten bekannte und geeignetste Kulmverbreitungsgebiet des nordwestlichsten Oberharzes zwischen Lautenthal und Neuekrug-Langelsheim den Studien zugrunde gelegt.

Die gewaltige, gegen 1000 m betragende Mächtigkeit der hangenden Schichtenserie, der Grauwacken, bedingt wegen der Eigenart des Gebirgsbaues die Ableitung eines Gesamtprofiles aus einer größeren Zahl brauchbarer Aufschlußprofile. Die gegenseitige Horizontierung der Grauwacken-Teilprofile erfolgt im wesentlichen auf tektonischer Grundlage.

Die Ausbildung des aufgestellten Normalprofiles wird im Anschluß an die Unterkulm-Arbeit Weigelt's unter ausführlicher Darlegung der in den Grauwackenaufschlüssen angetroffenen petrographischen Verhältnisse vornehmlich nach stratigraphischen Gesichtspunkten in großen Zügen umrissen, ohne auf die Ausbildung der Gesteine selbst und auf die Ablagerungsbedingungen im einzelnen einzugehen.

Einen breiteren Raum nimmt lediglich die Erörterung der durch neuere Arbeiten in den Vordergrund des Interesses gerückten Konglomerateinlagerungen der Grauwacken ein, deren Haupthorizont eine Dreigliederung des mächtigen, allgemein sehr gleichartig entwickelten Grauwackenschichtenkomplexes ermöglicht: diese drei Glieder werden als „Untere Grauwacken", „Konglomeratzone" und „Obere Grauwacken" bezeichnet.

Die Gliederung nach Goniatiten betrifft einheitlich nahezu das ganze Kulmprofil. Von den drei Unterkarbon-Stufen H. Schmidt's sind die ersten beiden infolge Fehlens goniatitenführender Fossilhorizonte nicht nachweisbar; die dritte, die *Glyphioceras*-Stufe, umfaßt beinahe die Gesamtheit der Kulmablagerungen mit Ausnahme einer relativ geringmächtigen liegenden Schichtenfolge, der tieferen Kieselschieferhorizonte ungewisser Stellung.

Es wird nach H. Schmidt zwischen drei Hauptzonen III α, III β und III γ und einer Übergangszone III α/β unterschieden. Die Zone III α greift auf die Posidonienschiefer über; die Übergangszone III α/β liegt an der Basis des Lautenthaler Niveaus; der Zone III β gehören die restlichen Posidonienschiefer ohne deren hangendsten Horizont, letzterer, sowie das ganze in den Aufschlüssen erfaßte Grauwackenprofil der Zone III γ an.

Darüber hinaus ist die Zone III β in 6, die Zone III γ in 2 selbständige Subzonen aufgeteilt; die letzten beiden sind anscheinend nochmals je zweifach faunistisch differenziert.

Alle Faunenhorizonte sind durch ein Verzeichnis der diesen eigenen Goniatitenarten wie der begleitenden Fossilien gekennzeichnet.

An der Grenze der ersten und zweiten Teilzone der Zone III γ ist im nordwestlichsten Oberharze die Konglomeratzone gelegen.

Anzeichen dafür, daß die Grauwacken noch bis ins Oberkarbon hinaufreichen, haben sich nirgends beobachten lassen; es ist im Gegenteil offenbar nicht einmal mehr der in anderen Kulmgebieten verbreitete höchste Faunenhorizont der Zone III γ im nordwestlichsten Oberharze vorhanden.

Von den Kulmfaunen sind die Goniatiten ausführlich beschrieben unter Angabe ihrer Verbreitung innerhalb des Gesamtprofiles; von den übrigen Fossilien sind nur die wichtigsten Formen kurz besprochen.

Paläontologisch ist die Feststellung einer *Daraelites*-Art (mit zerschlitzten Loben) und einer *Sagittoceras*-Jugendform mit echten Rippen im Unterkarbon des Oberharzes besonders bemerkenswert.

Abschließend wird noch auf die Ausdehnungsmöglichkeit der faunistischen Gliederung auf die Kulmablagerungen in den von den Untersuchungen nicht berührten Harzgebieten und auf die Beziehungen der außerhalb des Arbeitsgebietes seither gefundenen Grauwackenfaunen zu dieser Gliederung eingegangen.

Bei dem Vergleich mit entsprechenden Kulmgliederungen anderer deutscher und außerdeutscher Gebiete ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung in allen wichtigen Punkten: die Untersuchungsergebnisse finden hierin eine zuverlässige Stütze und sichere Bestätigung.

Als Ganzes ist die vorliegende Arbeit ein einwandfreier Beweis für die vorzügliche Eignung der Kulmgoniatiten zu Gliederungszwecken, zumindest in der Stufe III H. SCHMIDT's, der *Glyphioceras*-Stufe.

Literaturverzeichnis

BISAT, W. S.: The carboniferous goniatites of the north of England and their zones. — Proc. Yorksh. Geol. Soc., N. S. **20**, 1, S. 40—124, Taf. 1—11, Leeds 1924.

—: The carboniferous goniatite zones of England and their continental equivalents. — Congr. de Stratigr. Carbonif., Heerlen 1927, S. 117—133, Taf. 6—6 a, Lüttich 1928.

BODE, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 100, Blatt Seesen. — 55 S., Berlin 1907. — [1907 a].

—: Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 100, Blatt Seesen. — 1 : 25 000, Kgl. Pr. Geol. Landesanst., Berlin 1907. — [1907 b].

— & SCHROEDER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 174, Blatt Lutter am Berge. — 163 S., 2 Taf., Berlin 1913. — [1913 a].

— —: Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 174, Blatt Lutter am Berge. — 1 : 25 000, Kgl. Pr. Geol. Landesanst., Berlin 1913 — [1913 b].

BRÜNING, K.: Beiträge zur Kenntnis des rheinisch-westfälischen Unterkarbons. — Diss.-Exempl. d. Preuß. Staatsbibliothek, 65 S., 8 Taf., Marburg 1920.

—: Beiträge zur Kenntnis des rheinisch-westfälischen Culms. — Geol. Arch., **1**, 5, S. 263—266, Königsberg 1923.

CLAUS, R.: Die Elsoffer Kulm-Mulde. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 1927, **79**, S. 235 bis 279, Taf. 5, Berlin 1928.

CRICK, G. C., & FOORD, A. H.: Catalogue of the fossil cephalopoda in the British Museum. — **3**, 303 S., London 1897.

FOORD, A. H.: Monograph of the carboniferous cephalopoda of Ireland. — Pal. Soc., 234 S., 49 Taf., London 1897—1903.

FRECH, F.: Die Steinkohlenformation. — Lethaea Geognostica, **2**, 2, S. 257—733, 9 Taf., Stuttgart 1899.

GEMMELARO, G. G.: La Fauna dei Calcari con Fusolina della Valle del Fiume Sosio. **1**, 182 S., 19 Taf., Palermo 1887.

GIRTY, G.: The Fauna of the Caney-shale of Oklahoma. — U.S. Geol. Surv. Bull. 377, 75 S., 13 Taf., Washington 1909.

GOTHAN, W.: Die Oberschlesische Steinkohlenflora. — **1**, Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F. **75**, 278 S., 53 Taf., Berlin 1913.

HAUBOLD, W.: Über den Culm auf Blatt Goddelsheim am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss.-Exempl. d. Geol. Inst. d. T. H., 88 S., 8 Taf., Berlin 1930.

HOECK, H.: Über den Culm an der Edertalsperre. — N. Jb. Min., 1928, Beil. **61**, B, S. 1—40, Taf. 1—2, Stuttgart 1929.

HÜFFNER, E.: Beiträge zur Kenntnis des deutschen Culms. — Jb. Pr. Geol. Landesanst. für 1914, **35**, 1, S. 443—543, Taf. 17—20, Berlin 1915.

KARPINSKY, A.: Über die Ammoneen der Artinsk-Stufe. — Mém. de l'Akademie des Sciences de St.-Petersbourg, **37**, 2, 104 S., 5 Taf., St.-Petersburg 1889.

KIDSTON, R.: Fossil planes of the carboniferous rocks of Great Britain. — Mem. Geol. Surv. of Gr.-Brit., Pal., **2**, 681 S., 152 Taf., London 1923—1925.

KITTL, E.: Geologie der Umgebung von Sarajevo. — Jb. K. K. Geol. Reichsanstalt für 1903, **53**, S. 515—748, 1 Karte, Taf. 21—23, Wien 1904.

KÜHNE, F., & PAECKELMANN, W.: Die stratigraphische und facielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit Nachbargebieten. — Jb. Pr. Geol. Landesanst. für 1928, **49**, 2, S. 1229—1254, Taf. 79, Berlin 1929.

MOORE, E. W. I.: Dimorphoceras in the Bowland Shales. — Geol. Mag. **67**, S. 162 bis 168, London 1930.

NEBE, B.: Die Culmfauna von Hagen i. W., ein Beitrag zur Kenntnis des westfälischen Untercarbons. — N. Jb. Min. 1911, Beil. **31**, S. 421—495, Taf. 12—16, Stuttgart 1911.

Patteisky, K., & Fohlbrecht, J.: Geologie des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers. — Der Steinkohlenbergbau des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers, **1**, S. 31—380, Taf. 1—29, Mährisch-Ostrau 1928.

Phillips, J.: Illustrations of the Geology of Yorkshire. — **2**, 253 S., 25 Taf., London 1836.

—: Figures and descriptions of the palaeozoic fossils of Cornwall, Devon and West Sommerset. — 261 S., 60 Taf., London 1841.

Potonié, H.: Die Silur- und die Culm-Flora des Harzes und des Magdeburgischen. — Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F. **36**, 183 S., Berlin 1901.

Roemer, F. A.: Die Versteinerungen des Harzgebirges. — 40 S., 12 Taf., Hannover 1843.

—: Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. — I. Palaeontogr., 1850, **3**, 1, S. 1—67, Taf. 1—10, Kassel 1854. — II. Palaeontogr., 1852, **3**, 2, S. 69—111, Taf. 11—15, Kassel 1854. — III. Palaeontogr., 1855, **5**, 1, S. 1—46, Taf. 1—8, Kassel 1855—1858. — IV. Palaeontogr., 1860, **9**, 1, S. 1—46, Taf. 1—12, Kassel 1860—1864.

Sandberger, G. & F.: Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. — 564 S., 39 Taf., Wiesbaden 1850—1856. — (Die erste Lieferung mit u. a. den Cephalopoden erschien: Wiesbaden 1850.)

Schmidt, H.: Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. — Jb. Pr. Geol. Landesanstalt für 1924, **45**, S. 489—609, Taf. 19—26, Berlin 1925.

—: Stratigraphische Beobachtungen im ostsudetischen Paläozoicum. — Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Mathem.-physikal. Klasse 1927, S. 347—362, Berlin 1928.

Schriel, W., & Gothan, W.: Die Tanner Grauwacke des Unterharzes. — Palaeobotanischer Teil. — Jb. Pr. Geol. Landesanst. für 1927, **48**, S. 302—331, Berlin 1928.

Smith, J. P.: The carboniferous Ammonoids of America. — U.S. Geol. Surv. Monogr. **42**, 211 S., 29 Taf., Washington 1903.

Stahl, A.: Zur Tektonik des westlichen Oberharzes. — Sitzungsber. Pr. Geol. Geol. Landesanst., **4**, S. 118—126, Berlin 1929.

Stöcke, K. J.: Die Culmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. Pr. Geol. Landesanst. für 1927, **48**, S. 1003—1036, Taf. 53—55, Berlin 1928.

Stur, D.: Beiträge zur Kenntnis der Flora der Vorwelt. — **1**, 1: Die Culm-Flora des mährisch-schlesischen Dachschiefers. — Abh. K. K. Reichsanst., **8**, S. 1—106, Taf. 1—17, Wien 1875—1877.

Weigelt, J.: Die Gliederung und die Faunenverteilung im Unteren Culm des Oberharzes. — Jb. Pr. Geol. Landesanst. für 1916, **37**, 2, S. 157—271, Taf. 9—15, Berlin 1919.

Druckfertig eingereicht am 12. August 1931.

„Imprimatur" erteilt am 10. August 1932.

Über das oberkarbonische Alter des Auerbergporphyrs und einen Melaphyrschlot im Unterharz

Von Eckart Schröder, Berlin

Mit 3 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 516
1. Der Auerbergporphyr ein oberkarbonischer Deckenerguß 517
a) Auerbergporphyr als Geröll in den Mansfelder Schichten . . . 517
b) Alter und Lagerungsform des Porphyrs in ihrer Bedeutung für die Paläogeographie des Unterharzes 518
2. Der Melaphyrvulkan von Neustadt 520
a) Lage und Parallelgefüge des Melaphyrs 520
b) Der Schlot 521
c) Die Decke 522
d) Ursprüngliche Gestalt und spätere Erosion des Vulkans 523
3. Zusammenfassung 524
Literaturverzeichnis 525

Einleitung

Bezüglich der Altersstellung des Auerbergporphyrs bei Stolberg im Unterharz ließen sich wegen des Fehlens sedimentärer Begleitschichten bisher nur Vermutungen äußern, die sich im wesentlichen auf den petrographischen und chemischen Befund stützten. In einer Arbeit über die Extrusion jenes Quarzporphyrs (Schröder, 1929) wurde diese Eruptivphase von mir mit Vorbehalt ins jüngste Oberkarbon gestellt, und nach Helmers (1930) standen auch die Ergebnisse neuerer Analysen mit einer zeitlichen Einstufung der Auerberggesteine vor die übrigen mesovulkanischen Eruptiva des Harzes durchaus im Einklang. Inzwischen konnten nun bei der geologischen Neubearbeitung des Blattes Wippra in den jungoberkarbonischen Schichten des östlichen Harzrandes Rollstücke eines Quarzporphyrs gesammelt werden, der offenbar mit dem Auerbergporphyr identisch ist. Dieser Geröllfund, auf den ich bereits in einer anderen Mitteilung (Schröder, 1932) kurz Bezug genommen habe, soll an dieser Stelle näher beschrieben und paläogeographisch ausgewertet werden.

Auf eine Anregung von Herrn Dr. Dahlgrün hin, der die geologische Neuaufnahme von Blatt Stolberg durchführte, wurde im letzten Sommer ein weiteres Ergußgestein des Unterharzes, der Glimmermelaphyr von Neustadt am Ostrande der Ilfelder Rotliegendmulde, näher untersucht. Dabei galt es vor allem die Frage zu prüfen, ob aus dem makroskopischen Gefüge dieses Gesteins Hinweise auf die Lagerungsform der Eruptivmasse zu gewinnen seien, welche aus den geologischen Grenzen allein nicht eindeutig hervorging. Über das Ergebnis dieser Studien wird hier an Hand einiger Skizzen gleichfalls kurz berichtet.

1. Der Auerbergporphyr ein oberkarbonischer Deckenerguß

a) Auerbergporphyr als Geröll in den Mansfelder Schichten

An der Basis der Mansfelder Schichten liegen am Südostrande des Harzes entweder Schuttbrekzien aus Schiefermaterial des unterlagernden Grundgebirges oder grobe Konglomerate und konglomeratische Sandsteine, die im Gegensatz zu den jüngeren, in Schiefertonen eingebetteten Quarzitkonglomeraten in ihrer Zusammensetzung stark wechseln. Diese Basalkonglomerate erreichen zwischen Mohrungen und dem Kunstteich nördlich Lengefeld auf Blatt Wippra eine besondere Mächtigkeit. Sie sind am besten in einer Kiesgrube am Südhange des Marmorsteins nordöstlich Mohrungen aufgeschlossen. Hier erscheint über stark geröteten und zersetzten metamorphen Schiefern eine nur wenig verfestigte, sehr grobe Geröllschicht von etwa 2 m Mächtigkeit, die von kleinstückigeren und stärker verkitteten Konglomeratbänken überlagert wird. Während in den letzteren Gerölle von Gangquarz weitaus vorherrschen, spielen in den tiefsten grobklastischen Bildungen geschieferte und ungeschieferte Quarzite, die, wenigstens teilweise, der metamorphen Zone entstammen, die Hauptrolle. Aber neben ihnen treten nun auch massenhaft Quarzporphyre auf. Eine Auszählung größerer Geröllhaufen ergab, daß unter den Geröllen von mehr als 5 cm Durchmesser rund 80 % aus Quarzit bestehen, etwa 8 % aus Gangquarz und Kieselschiefer — unter den kleineren Geröllen ist der Prozentsatz weitaus größer — und 12 % aus Porphyren nebst vereinzelten Graniten.

Die Gerölle von Quarzporphyr besitzen meist die Gestalt eines flachen Ellipsoides, dessen größte Achse bis zu 20 cm lang ist. Im Gegensatz zu den mehr rundlichen Quarzitgeröllen haben sie außerdem eine rauhe, unregelmäßige Oberfläche, die daher rührt, daß kleine Quarz- und Quarzitbrocken in das weichere Porphyrgestein randlich hineingepreßt worden sind und größere Nachbargerölle zahlreiche napfförmige Eindrücke hinterlassen haben. Die Gesteine selbst sind stark zersetzt, und zwar scheint daran neben der jüngeren, mit schwacher Rotfärbung verbundenen Verwitterung der Gerölle eine ursprüngliche Kaolinisierung des Muttergesteins schuld zu sein.

Trotz dieses teilweise recht schlechten Erhaltungszustandes der Quarzporphyre wird es schon makroskopisch möglich, verschiedene Varietäten von Auerbergporphyr wiederzuerkennen. So findet sich häufig ein Gestein, das in einer grauen Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von zersetztem Feldspat und großen, gut ausgebildeten Quarzbipyramiden führt und sofort an den typischen älteren Porphyr des Auerberges erinnert (vgl. Schröder, 1929). Andere Gerölle dagegen, bei denen die Grundmasse hinter recht vielen kleinen Einsprenglingen stark zurücktritt, haben mehr Ähnlichkeit mit dem jüngeren Porphyr, und wieder andere, die in heller dichter Grundmasse nur vereinzelte Quarze zeigen, sind offenbar mit den Gesteinen des breiten Ganges im Kirchenholze bei Schwenda identisch. Die starke Kaolinisierung mancher Porphyrgerölle und gelegentliche Anreicherungen von Eisenglanz stimmen ebenfalls recht gut zu dem, was man im Anstehenden des Auerberges beobachtet.

Sehr erschwert wird der mikroskopische Vergleich der Gerölle mit dem Auerbergporphyr durch den hohen Grad der Zersetzung. Die mikrogranitische Textur der Grundmasse, dünne Säume um die Quarzeinsprenglinge und andere Teilbeobachtungen lassen aber auch im Dünnschliffbilde durchaus einen Vergleich der Rollstücke mit dem mutmaßlichen Ursprungsgestein zu.

Allerdings wurde der für den Auerberg charakteristische Turmalin bisher nur ein einziges Mal in einem Geröll beobachtet, und sicher primärer Muskowit konnte überhaupt noch nicht festgestellt werden. Dieser negative Befund läßt sich aber zwanglos so erklären, daß uns im heutigen Auerberg nur die tiefsten und schlotnahen Teile der Porphyrmasse erhalten sind, die Gerölle jedoch mehr randlichen, stärker entlasteten und entgasten Zonen des erstarrten Magmas entstammen. In diesen jetzt denudierten Randpartien, die wahrscheinlich basischer waren als die nachdringende Lavamasse, kann auch sehr wohl Biotit vorgekommen sein, der sich in einzelnen Geröllen als Einsprengling findet.

Gegen die Herkunft der oberkarbonischen Porphyrgerölle vom Auerberg könnte man vielleicht noch einwenden, daß das meiste klastische Material der Mansfelder Schichten, wie ich an anderer Stelle ausgeführt habe (SCHRÖDER, 1932), nicht vom Harz, sondern aus Süden und Südosten gekommen ist und so auch die Porphyrgerölle beispielsweise von einer der oberkarbonischen Quarzporphyrdecken im ehem. Königreich Sachsen (die dann allerdings große Ähnlichkeit mit dem Auerbergporphyr haben müßte) herstammen könnten. Tatsächlich findet sich aber gerade an der Basis der Mansfelder Schichten, sowohl in Begleitung der Porphyre, wie auch anderenorts stets viel Harzmaterial. Außerdem bliebe bei Annahme eines derartig langen Transportes unverständlich, daß die Porphyrgerölle trotz ausgiebiger Suche bisher nur in einem räumlich sehr engbegrenzten Bezirk und hier in solcher Konzentration festgestellt sind. Und ebenso dürfte die schon in Struktur und ursprünglicher Kaolinisierung begründete geringe Widerstandsfähigkeit des Porphyrmaterials den Gedanken an eine Verfrachtung über Hunderte von Kilometern ausschließen. Da erscheint die Vorstellung doch weit plausibler, daß die Gerölle in einer flachen, etwa herzynisch orientierten Erosionsrinne von dem nur 18 km entfernten Auerberg in die Saalesenke transportiert wurden, die sich gerade zu Beginn der Mansfelder Schichten stark erweiterte und vertiefte.

Über das Muttergestein der besonders stark zersetzten Granite läßt sich nichts Sicheres aussagen. Da sie aber zusammen mit dem Auerbergporphyr vorkommen, wäre es denkbar, daß sie zum Ramberggranit gehören, der dann also in oberkarbonischer Zeit lokal auch bereits durch die Erosion freigelegt wäre.

b) Alter und Lagerungsform des Porphyrs in ihrer Bedeutung für die Paläogeographie des Unterharzes

Wenn an der Basis der Mansfelder Schichten, d. h. im tiefsten Teil des Stephan, Auerbergporphyr bereits als Geröll erscheint, so muß seine Bildung spätestens Ende des Westfalien erfolgt sein. Berücksichtigt man weiter, daß die älteren Grillenberger Schichten, die nach GOTHAN und SCHRIEL (1927) noch in die Saarbrücker Stufe gehören, aufs engste mit den Mansfelder Schichten verknüpft sind, vor Ablagerung der Grillenberger Schichten aber im Unterharz schwache gebirgsbildende Bewegungen stattgefunden haben, so liegt es nahe, die Extrusion des Auerberges mit jenen asturischen Bewegungen im jüngsten Westfalien in zeitlichen und ursächlichen Zusammenhang zu bringen. Ein höheres Alter des Porphyrs, beispielsweise ein Aufstieg zusammen mit dem chemisch eng verwandten Ramberggranit im Anschluß an die sudetische Hauptfaltung des

Unterharzes, erscheint deshalb unmöglich, weil er, wie ich 1929 ausführte, als Deckenerguß auf einem bereits eingeebneten Gebirgsrumpf lagert.

Neuerdings hat E. Becksmann (1930) die Deckennatur des Auerbergporphyrs angezweifelt und ihn als flachliegende Intrusivmasse im Unterdevon gedeutet, da die Auflagerungsfläche keine Rötung zeige und nach seiner rechnerischen Rekonstruktion die jungpaläozoische Landoberfläche bedeutend höher als die Porphyrbasis gelegen haben müßte. Dagegen läßt sich zunächst sagen, daß bei einer Bedeckung von nur einigen hundert Metern Schiefer das intrudierte Magma doch wohl normalerweise als Granit, mindestens aber als Granitporphyr erstarrt wäre. Schon der Porphyrgang des Kirchenholzes südlich vom Auerberg besitzt im Bereich seiner größten Mächtigkeit eine Grundmasse, die wesentlich grobkörniger als die des eigentlichen Auerberges ist. Wieviel gröber müßte dann die Struktur eines Intrusivkörpers sein, dessen Dicke bestimmt über 100 m betragen hat[1])! Bei den Vorkommen von intrusiven Quarzporphyren in Schlesien und Sachsen, die Becksmann zum Vergleich heranzieht, handelt es sich um Intrusionen unter einer recht dünnen, vom Magma emporgewölbten Sedimenthülle. Aus den tatsächlichen Beobachtungen ergibt sich keinerlei Hinweis, daß entsprechende Vorgänge am Auerberg eine Rolle spielten. Dazu würde sich ja auch bei dieser Hypothese die Höhenlage der oberkarbonischen Landoberfläche nur unwesentlich gegenüber der Basis des Porphyrs verschieben.

Wenn Becksmann auf der Auflagerungsfläche des Ergußgesteins tiefgründige Verwitterung und Rötung des Untergrundes vermißt, so ist dem entgegenzuhalten, daß dem Erguß des Porphyrs im Mittleren Oberkarbon eine gewaltige Denudation unmittelbar vorangegangen sein muß, die Rotfärbung der Gesteine aber auch nach B. erst nach Schaffung der Rumpffläche mit der nachfolgenden Bildung der terrestren Sedimentationsbecken eingesetzt hat.

Ein letzter gewichtiger Beweis gegen die Deckennatur des Auerberges soll in der Lage des Berges auf der Ostharzschwelle bestehen, die der Hauptmateriallieferant der jungpaläozoischen Sammelmulden gewesen sei und in deren Bereich der auflagernde Porphyr restlos hätte zerstört werden müssen. In Wirklichkeit haben aber die oben erwähnten Geröllstudien ergeben, daß die klastischen Sedimente jener Becken nur zum geringsten Teil vom Harz herstammen, von einer tiefgreifenden Abtragung im Unterharz während der fraglichen Epoche also nicht die Rede sein kann. Immerhin hat ja bereits bei Beginn des Oberen Oberkarbons, wie die Geröllfunde zeigten, eine teilweise Zerstörung des Porphyrs tatsächlich stattgefunden, und möglicherweise liegt im Auerberg nur der kümmerliche Rest einer sehr ausgedehnten Decke vor.

Der Umstand, daß sich in den Grillenberger Schichten kaum Harzgerölle finden, in den Mansfelder Schichten aber sogleich in großer Menge Auerbergporphyr erscheint, spricht übrigens ebenfalls offensichtlich für einen oberflächlichen Erguß, gegen eine Überlagerung durch Sedimentmassen.

So bestehen m. E. auch nicht die geringsten theoretischen Bedenken gegen die im Gelände gewonnene Auffassung von der Deckennatur jenes Porphyrs und die zeitliche Einstufung der Effusion ins Westfalien.

---

[1]) Noch heute beträgt die Höhendifferenz zwischen der Basis des Porphyrs und dem Auerberggipfel rund 80 m.

Daraus ergeben sich zwangsläufig gewisse paläogeographische Schlußfolgerungen für den Unterharz, die z. T. oben bereits gestreift wurden. Vor allem muß nach wie vor daran festgehalten werden, daß die bei rund 500 m gelegene Auflagerungsfläche des Porphyrs zur oberkarbonischen Landoberfläche gehört, die demnach im Gegensatz zu der Auffassung BECKSMANN's relativ wenig über der tertiären Rumpffläche des Unterharzes gelegen haben kann. Immerhin sei die Möglichkeit nicht abgestritten, daß der Porphyr sich in eine Senke ergossen hat und auch im übrigen jene Landoberfläche noch nicht die morphologische Gestalt einer Fastebene besaß, welche das Unterharzgebiet wohl erst während des Oberrotliegenden annahm. Zur Zeit des Westfalien war jedenfalls die Abtragung des Ende Unterkarbon aufgefalteten Gebirges noch zu keinem endgültigen Abschluß gelangt.

Wie enorm die Abtragungsvorgänge zwischen sudetischer Faltung und der Porphyrextrusion gewesen sein müssen, ist erst durch die Klärung der Unterharztektonik offenbar geworden und geht u. a. recht deutlich aus den von DAHLGRÜN (1931) veröffentlichten Profilen durch den Unterharz hervor. Überlagert doch der Auerbergporphyr eine der tiefsten tektonischen Einheiten, die Unterdevonmulde des Ostharzes, während eine ganze Reihe höherer Abscherungsdecken, die beispielsweise in der Selkemulde noch erhalten geblieben sind, im Bereiche des Auerberges der Denudation zum Opfer fielen. Zugleich wird daraus ersichtlich, daß Südharz- und Selkemulde schon bei der sudetischen Faltung als gemeinsame tiefe Muldenzone angelegt war, deren Schichtpakete von der altoberkarbonischen Denudation verschont blieben und die in der saalischen Phase dann erneut eingefaltet wurde. Das Auerberggebiet lag außerhalb dieser Zone größten Faltungstiefganges, auf die bereits R. HERRMANN (1931) in anderem Zusammenhange hingewiesen hat.

2. Der Melaphyrvulkan von Neustadt

a) Lage und Parallelgefüge des Melaphyrs

Im Hangenden der durch ihre Kohleführung bekannten Unterrotliegendsedimente der Ilfelder Mulde lagert nördlich Ilfeld eine Decke von dichtem Melaphyr, über dem, getrennt durch ein Zwischensediment, Porphyrit folgt. Am Südostende der Rotliegendmulde erscheint in ähnlicher geologischer Position ein zweites Melaphyrvorkommen, der Glimmermelaphyr von Neustadt. Dieses Gestein, das über Tage, wie Abb. 1 zeigt, in sechs getrennten Partien auftritt, enthält in einer dunkelbraunen Grundmasse zahlreiche idiomorphe Biotite von 1 bis 3 mm Durchmesser.

Die Kartierung des Gebietes ergab nun, daß die Verbandverhältnisse des Glimmermelaphyrs mit den Unterrotliegendsedimenten sowohl, wie mit dem Porphyrit nicht überall so klar liegen, wie man das bei einer deckenförmigen Einschaltung erwarten sollte. Deshalb schien eine spezielle Untersuchung darüber geboten, inwieweit hier etwa eine Fortsetzung des Eruptivgesteins nach der Tiefe zu vorhanden wäre.

H. und E. CLOOS (1927a u. 1927b) und in einer zusammenfassenden Übersicht H. SCHOLTZ (1931) haben gezeigt, wie makroskopische Gefügestudien oftmals zur Rekonstruktion fossiler vulkanischer Gebilde dienen können. Besonders dankenswert gestaltet sich solche Untersuchung dann, wenn das Ergußgestein linear gestreckte oder taflig ausgebildete Einsprenglinge führt, die bei gesetzmäßiger Anordnung das Fließgefüge des Gesteins anschaulich wiedergeben.

Wie am Drachenfels die Sanidine des Trachytes, im Andesit der Wolkenburg die Hornblendenadeln in dieser Hinsicht ausgezeichnete Dienste leisten, so haben sich nun auch die Biotittäfelchen des Glimmermelaphyrs als zuverlässige Richtungsweiser der magmatischen Fließbewegungen erwiesen. Durch systematische Einmessung der jeweils bevorzugten Orientierung dieser Blättchen war es möglich, Schlüsse auf die Form des Melaphyrrahmens zu gewinnen und im Verbreitungsgebiet des Eruptivgesteins einen Schlot und eine Decke scharf voneinander zu scheiden. Andere gerichtete Merkmale, wie Absonderung und Blasenzüge, bestätigen den Befund.

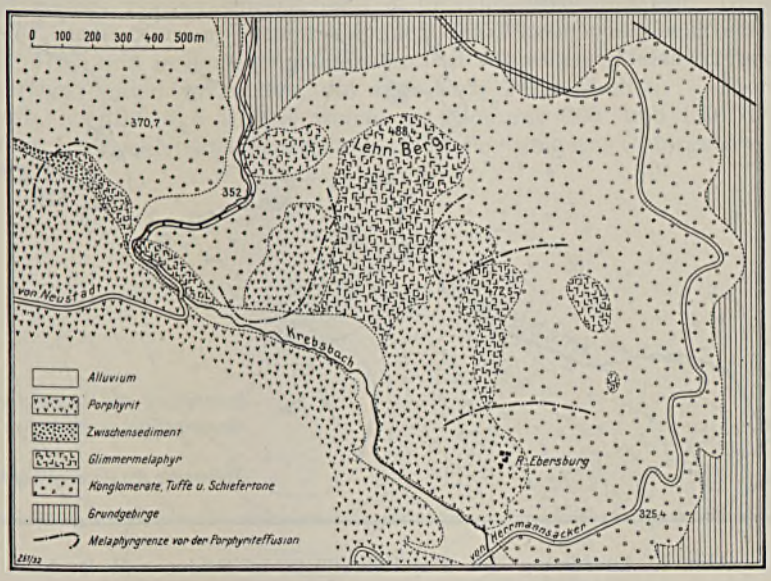


Abb. 1. Geologische Skizze des Melaphyrvorkommens bei Neustadt (Südostecke der Ilfelder Mulde).

b) Der Schlot

Am Westhange des Lehnberges liegt ein linsenförmiges Melaphyrvorkommen, das auf dem Blatt Stolberg der geologischen Spezialkarte von Lossen noch mit dem Melaphyr vom Lehnberg zu einem geschlossenen Komplex vereinigt wurde, das aber in Wirklichkeit durch unterrotliegende Sedimente von diesem getrennt ist (vgl. Abb. 1). Schon flüchtige Beobachtungen lassen erkennen, wie hier im Gestein die besonders zahlreichen Glimmertäfelchen vorherrschend ± senkrecht stehen und ihre Basisflächen in den meisten Gesteinsstücken mehr oder weniger parallel angeordnet sind. Nach den Einzelmessungen, die an den spärlichen Felsgruppen sowohl auf saigeren Flächen parallel, wie auf horizontalen quer zu den Glimmertafeln vorgenommen wurden, wechselt die Streichrichtung des Fließgefüges schon in geringer Entfernung recht stark. Wie Abb. 2 veranschaulicht, paßt sie sich teilweise offensichtlich der Form des Schlotrahmens an, zum anderen Teil scheint sie aber eigenwillige Fließbewegungen des Magmas im Innern des

Schlotes abzubilden. Im ersteren Falle ist die Parallelität der Glimmerkristalle wesentlich besser ausgeprägt als im letzteren.

Wo das flächenhafte Parallelgefüge meßbar von der Saigerstellung abweicht, fällt es sehr steil nach Norden, was sich zwanglos aus der nachträglichen Schrägstellung des Schlotes bei der Herauswölbung des Harzes erklärt.

Die Orientierung der zahlreichen Klüfte im Schlotgestein läßt keine bestimmte Gesetzmäßigkeit erkennen.

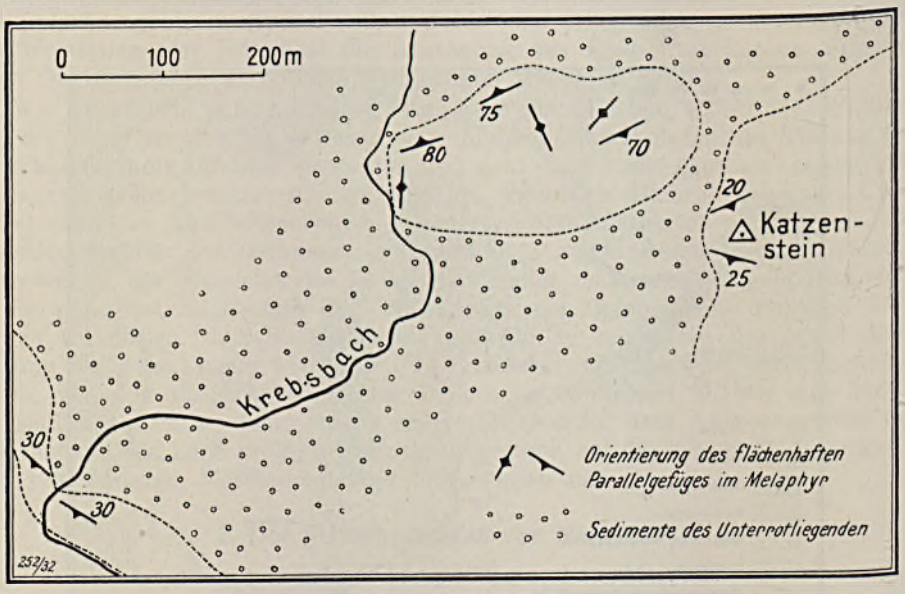


Abb. 2. Anordnung des Parallelgefüges in Schlot und Decke.

c) Die Decke

Nur etwa 40 m östlich dieses ovalen senkrechten Schlotes beginnt der Melaphyr des Lehnberges. Falls wir hier bereits die zum Schlot gehörige Decke vor uns haben, wäre zu erwarten, daß die Glimmertäfelchen im anstehenden Gestein vorzugsweise flache Lagerung aufweisen. In der Tat ist das der Fall. Besonders deutlich kann man die räumliche Lage des Parallelgefüges am Fuße der steilen Westwand des Katzensteines messen und findet dabei immer wieder Fallwinkel von etwa 20° gegen Süden, also ein Einfallen, das der allgemeinen tektonischen Schrägstellung des Rotliegenden entspricht (vgl. Abb. 2). Auch in dem Melaphyr, der südwestlich des Schlotes gegen den Porphyrit angrenzt, mißt man beiderseits des Krebsbaches Neigungswinkel der Fließebenen von 25 bis 30° SW.

In anderen, besonders in den oberflächennahen Teilen der Decke sind die Glimmereinsprenglinge spärlicher und weit regelloser angeordnet. Oft ist es unmöglich, eine bevorzugte Orientierung festzustellen, bisweilen ist zwar ein Parallelgefüge im Kleinen vorhanden, doch variiert dessen Streichen und Fallen dann selbst im einzelnen Aufschluß so stark, daß mit den Meßresultaten wenig

anzufangen ist. Wahrscheinlich haben in dem vorwärtsströmenden, dünnflüssigen Magma wirbelförmige Fließbewegungen stattgefunden.

Eine deutlich parallele Anordnung zeigen dagegen die flachliegenden Blasenzüge, die sich in den hangendsten zähflüssigen Teilen des Deckenstromes gebildet haben. Solche langgezogenen, dünnspindelförmigen Blasen, meist mit Quarz oder Calcedon ausgefüllt, sind vor allem am tieferen Südhang des Lehnberges und südlich von Punkt 370,7 (Abb. 1) anzutreffen.

An einigen Stellen beobachtet man eine steilstehende säulige Absonderung, die gleichfalls aufs beste die Deckennatur der Melaphyrvorkommen östlich des Schlotes bestätigt. So ist der Melaphyr vom Katzenstein in unregelmäßige Säulen von ½ bis 1 m Durchmesser aufgelöst. Diese fallen mit 65—70° nach Norden, stehen also auf den Fließebenen senkrecht. Auch bei Punkt 472,5 und in dem benachbarten, oval begrenzten Melaphyrvorkommen sind derartige Säulen vorhanden, die steil nach NO einfallen.

Saigere, ebenflächige Klüfte, welche in Richtung 160° und 120° die Decke durchziehen, verdanken ihre Entstehung zweifellos jüngeren Gebirgsbewegungen.

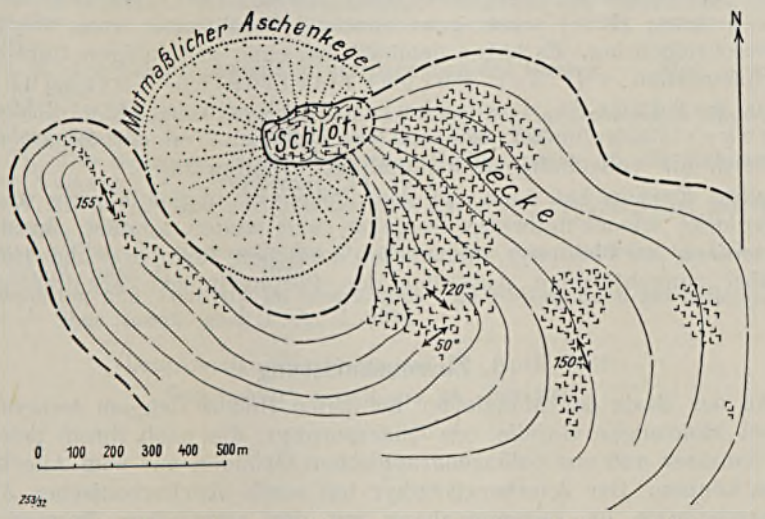


Abb. 3. Versuch einer Rekonstruktion des Melaphyrvulkans. (Die Doppelpfeile zeigen die Orientierung der Blasenzüge an.)

d) Ursprüngliche Gestalt und spätere Erosion des Melaphyrvulkans

Versucht man aus den Streichrichtungen des linearen Parallelgefüges der Blasenräume den ursprünglichen Verlauf des Deckenstromes zu rekonstruieren, so gelangt man zu einem Bilde, wie es die Abb. 3 wiedergibt. Da dieser Konstruktion im wesentlichen nur die Meßergebnisse an vier größeren Felspartien zugrunde liegen, kann sie allerdings keinen Anspruch auf absolute Genauigkeit machen. Es stimmt aber gut zu dem Bilde, daß in dem Bezirk südlich des Schlotes, der von dem dargestellten Strome gemieden wird, noch heutigentags mächtige Tuffmassen das Rotliegende überlagern. Wahrscheinlich war also der Schlot zunächst, wie das in der Figur angenommen ist, von einem vulkanischen Aschenkegel umgeben, der an seiner

Ostseite von dem aufdringenden Magma durchbrochen und dann im Süden von ihm umflossen wurde[2]).

Wie weit sich dieser Melaphyrstrom in östlicher und südlicher Richtung ausgedehnt hat, ist ungewiß, da er zweifellos nicht nur in jüngerer Zeit, sondern bereits vor dem Erguß des Porphyrits teilweise wieder abgetragen wurde. Verfolgt man nämlich die Untergrenze der Porphyritdecke im Bereich der geologischen Kartenskizze (Abb. 1), so fällt auf, daß hier rotliegende Sedimente und Melaphyr in mehrfachem Wechsel erscheinen. Daraus ergibt sich für die Melaphyrdecke unter dem Porphyrit eine stark zerlappte Umgrenzung, die mit den in Abb. 3 wiedergegebenen Streichrichtungen des linearen Fließgefüges nicht in Einklang zu bringen ist und ganz offenbar eine Erosionsgrenze darstellt! Auch das Zwischensediment ist ja nur noch im äußersten Westen der Kartenskizze vorhanden, weiter östlich aber gleichfalls der Abtragung zum Opfer gefallen. Ebenso mag damals der größte Teil des älteren Tuffes schon wieder entfernt worden sein.

Die Feststellung einer derartigen Erosionsdiskordanz unter dem Porphyrit am Ostrande der Ilfelder Mulde bietet nichts Überraschendes, nachdem W. Schriel (1928) schon ganz ähnliche Verhältnisse vom Westrand der Mulde beschrieben hat. Es haben demnach bei einer zeitweiligen Unterbrechung der Sedimentation vor der Porphyriteffusion Abtragungen in beiden Randzonen des säkular sinkenden Ilfeld-Meisdorfer Troges stattgefunden, während im zentralen Teil der Senke, z. B. am Poppenberg, die vollständige Schichtenfolge erhalten blieb.

Jüngere Erosion hat dann die vom Porphyrit ungleichförmig überlagerte Melaphyrdecke wieder teilweise freigelegt und weiter zerstört. In den alten Erosionsrinnen im Melaphyr, namentlich zwischen Lehnberg und Höhe 472,5 sind dabei zungenförmige Ausläufer der Porphyritdecke erhalten geblieben (Abb. 1).

3. Zusammenfassung

1. An der Basis der Mansfelder Schichten finden sich am östlichen Harzrande bei Mohrungen Gerölle von Quarzporphyr, die nach ihrem petrographischen Charakter und aus paläogeographischen Gründen nur vom Auerberg herstammen können. Der Auerbergporphyr hat somit oberkarbonisches Alter und ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit den asturischen Bewegungen im jüngsten Westfalien aufgestiegen.

Die Gründe, die Becksmann gegen die Auffassung anführt, daß der Auerbergporphyr als Deckenerguß auf dem Grundgebirge liegt, erweisen sich bei näherer Betrachtung sämtlich als nicht stichhaltig. Die Auflagerungsfläche des Porphyrs gehört demnach unzweifelhaft zur oberkarbonischen Landoberfläche, und in dem Zeitraum zwischen sudetischer Faltung und Porphyrextrusion müssen gewaltige Abtragungen im Unterharz stattgefunden haben.

2. In dem rotliegenden Glimmermelaphyr von Neustadt (Ilfelder Mulde) zeigen die Biotiteinsprenglinge vielfach eine gesetzmäßige Orientierung. Eine ovale Gesteinspartie, in der die Täfelchen saiger angeordnet sind, erweist sich dadurch als Eruptivschlot, während in den benachbarten Melaphyrvorkommen,

[2]) Außer diesen älteren Tuffen kommen auch jüngere vor, die den Glimmermelaphyr überlagern und möglicherweise von der Eruptionsstelle des anderen, dichten Melaphyrs herstammen.

wo die Fließebenen flach einfallen, Teile einer schräggestellten Decke vorliegen. Außerdem beobachtet man innerhalb der Decke orientierte Blasenzüge und eine steilstehende dicksäulige Absonderung.

Aus dem Streichen des Fließgefüges der Blasenräume und dem Vorkommen von Tuffen südlich des Schlotes läßt sich folgern, daß der Deckenstrom halbkreisförmig um den von einem Aschenkegel umgebenen Schlot herumgeflossen ist. Noch vor dem Erguß des Ilfelder Porphyrites ist dann ein Teil der Melaphyrdecke bereits wieder abgetragen worden.

Literaturverzeichnis

Becksmann, E.: Geologische Untersuchungen an jungpaläozoischen und tertiären Landoberflächen im Unterharzgebiet. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **64**, Abt. B, 1930.

Cloos, H. & E.: Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein. Ihre Tektonik und Bildungsweise. — Z. Vulkanologie, **11**, 1927 a.

—: Das Strömungsbild der Wolkenburg im Siebengebirge. — Z. Vulkanologie, **11**, 1927 b.

Dahlgrün, F.: Zum Abschluß der geologischen Neuaufnahme des Harzes. — Sber. preuß. geol. L.-A., **6**, 1931.

Gothan, W. & Schriel, W.: Die Grillenberger Schichten des Unterharzes, ein Äquivalent der oberen Saarbrücker Flammkohlenschichten. — Jb. preuß. geol. L.-A., **48**, 1927.

Hellmers, H.: Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Harzes. — Sber. preuß. geol. L.-A., **5**, 1930.

Herrmann, R.: Variszische Züge der Schwereverteilung im Gebirgsbau Südwest- und Mitteldeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, 1931.

Scholtz, H.: Die Bedeutung makroskopischer Gefügestudien für die Rekonstruktion fossiler Vulkane. — Z. Vulkanol., **14**, 1931.

Schriel, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lfg. 282, Bl. Benneckenstein, 1928.

Schröder, E.: Über die Extrusion der Quarzporphyre vom Auerberg im Unterharz. — Sber. preuß. geol. L.-A., **4**, 1929.

—: Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon und Rotliegenden am östlichen Harzrande. — Sber. preuß. geol. L.-A., **7**, 1932.

Druckfertig eingereicht am 22. April 1932.
„Imprimatur" erteilt am 21. Juli 1932.

Die Herkunft der Gerölle in den Osnabrücker Karbonkonglomeraten

Von Edmund Beyenburg, Berlin

Hierzu Tafel 24—26 und 4 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis:

Seite

Einleitung 526
I. Geologische Übersicht 527
II. Beschreibung der Gesteine 529
1. Sandsteine 529
2. Rotfärbung der Sandsteine 531
3. Konglomerate 532
a) Allgemeines 532
b) Die Komponenten 534
α) Quarzite 534
β) Lydite 535
γ) Eisenkiesel 537
δ) Schieferbruchstücke und Kohlengerölle 537
4. Folgerungen 537
III. Klein-Lagerungsverhältnisse 538
1. Lagerungsbilder 538
2. Folgerungen 542
a) Litoral- und Seichtwasserablagerungen 542
b) Fanglomerate 543
c) Tektonische Ergebnisse 545
d) Lage des alten Festlandes 545
IV. Paläogeographische Folgerungen 547
Zusammenfassung 551
Literaturverzeichnis 551

Einleitung

Schon seit Beginn des 19. Jahrhunderts ist das Osnabrücker Karbon Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen (ältere Literatur siehe bei Haack [1908] und Haarmann [1909]). In den letzten Jahrzehnten haben sich eine Reihe von Autoren um die Klärung der Stratigraphie und Tektonik bemüht, so Hoernecke (1900), Tietze (1908), Haack (1908) und Haarmann (1909, 1914). Neuerdings gab die Tiefbohrung Ibbenbüren IV Veranlassung zu erneuten Untersuchungen. Durch die Arbeiten von Gothan-Haack (1924, 1925) wurde endgültig der Anschluß an das Ruhrkarbon gewonnen und damit eine einwandfreie stratigraphische Gliederung ermöglicht. Bode stellte 1927 durch seine Studien ein paläobotanisches Normalprofil im Ostfeld des Bezirkes, im Gebiet des Oeynhausener Theodorschachtes, auf und lieferte damit auch für das Ibbenbürener Karbon den Beweis, daß mit Hilfe der „feinen Horizontierung" Gothan's die Möglichkeit besteht, „ein bestimmtes Flöz durch seine Pflanzen-

führung innerhalb eines lokal enger begrenzten Gebietes zu charakterisieren oder wiederzuerkennen" (S. 7). Eine neue tektonische Arbeit mit besonderer Berücksichtigung der Gesteinsklüfte liegt von Börger (1929) vor. In anderem Zusammenhang beschreibt Udluft (1930) die Karbonsandsteine von Ibbenbüren.

Im folgenden soll nun die Herkunft der Geröllkomponenten der Osnabrücker Karbonkonglomerate untersucht werden, um so die Frage entscheiden zu können, ob die Gerölle aus dem Rheinischen Schiefergebirge stammen oder nicht, oder ob ihre Heimat im Norden zu suchen ist. Schon in den älteren Arbeiten wird über die Häufigkeit der Konglomerate berichtet, ohne daß jedoch auf eine nähere Untersuchung dieser Schichten eingegangen wird. Und doch vermag uns gerade eine derartige Fragestellung über die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit des Oberkarbons, über die Sedimentationsbedingungen und die Beziehungen zum Abtragungsgebiet manchen Aufschluß zu geben.

Das gleiche Problem hat bereits Born (1927) in einer Arbeit über die Herkunft der kristallinen Komponenten des rheinischen Oberkarbons behandelt. Die folgenden Darlegungen stellen also eine Erweiterung der gleichen Fragestellung dar. Auf einen näheren Vergleich mit dem Ruhrkarbon soll aber zunächst noch nicht eingegangen werden, da hierzu ganz genaue Spezialuntersuchungen nötig sind, die noch nicht vorliegen.

I. Geologische Übersicht

In Kürze sei zunächst auf das stratigraphische Profil des gesamten Osnabrücker Karbons auf Grund der neueren Arbeiten eingegangen. Genauere Angaben, die für den Zweck dieser Arbeit nicht in Frage kommen, finden sich in den Arbeiten von Tietze (1908), Haarmann (1909, 1914), Gothan-Haack (1924, 1925) und Bode (1927).

Maßgebend für die Osnabrücker Karbongliederung ist die Tiefbohrung Ibbenbüren IV aus dem Jahre 1922 gewesen, die als die tiefste Bohrung des ganzen Osnabrücker Landes nahe am Südrande der Ibbenbürener Bergplatte bis zu einer Endteufe von 1279,85 m gestoßen wurde. In ihr fanden Gothan und Haack zum erstenmal einen marinen Horizont, der zunächst als „Neptun-Horizont" bezeichnet, aber schon bald als ident mit dem Aegir-Horizont des Ruhrgebietes erkannt wurde. Dadurch war die Möglichkeit einer stratigraphischen Gliederung gegeben. Die Schichten gehören demnach gemäß der Heerlener Karbongliederung zum Westfal B und C (siehe Tabelle S. 529).

Die Schichten bis zum Aegir-Horizont, der bei 738,50 m erbohrt wurde, werden von Gothan-Haack als Ibbenbürener Schichten bezeichnet. In einer oberen Abteilung, den „flözleeren Schichten", bis etwas über 600 m, herrschen Sandsteine, Konglomerate und Sandsteinschiefer vor, Schiefertone treten sehr zurück, wesentliche Steinkohlenbildungen sind kaum vorhanden. Wie sich aus dem Schichtenprofil ergibt, erscheinen namentlich in den oberen 200 m öfters Konglomeratlagen, während sie dann fast völlig verschwinden, um erst bei 515,66—516,80 m wieder aufzutreten. Die vielfache Rotfärbung der oberen Schichten veranlaßte die älteren Autoren, sie zum Rotliegenden zu stellen. Aber heute werden sie ganz allgemein zum Karbon gerechnet.

Als Grenze dieser oberen Abteilung kann man Flöz Franz annehmen. In der unterlagernden „flözführenden" Schichtengruppe häufen sich die Schiefer-

tone, so daß sie an Gesamtmächtigkeit sogar die Sandsteine überwiegen; Konglomerate treten nur noch in einer Bank auf.

Diese Ibbenbürener Schichten sind also den oberen Gasflammenkohlen oder nach dem neuen Bezeichnungsvorschlag von Oberste-Brink und Bärtling (1930) den Flammkohlenschichten über dem Ägirhorizont des Ruhrkarbons gleichaltrig zu setzen, wenn sie auch noch weit höher hinaufgehen als im Ruhrkarbon, so daß also die zurzeit im Abbau stehenden Schichten des Ibbenbürener Karbons noch einige hundert Meter über den hangendsten Flözen des Ruhrkarbons liegen. Es möge aber hier erwähnt werden, daß man ganz allgemein für die Osnabrücker Karbonflöze nicht den Ausdruck „Gasflammkohle" oder „Flammkohle" im eigentlichen Sinne benutzen kann, da es sich hier um spezielle Bezeichnungen der Ruhrkohle gemäß ihres Gasgehaltes handelt, jene Flöze aber in dieser Hinsicht als Magerkohle zu bezeichnen sind.

Die unter dem Ägir-Horizont folgenden Schichten werden von Gothan-Haack als Alstedder Schichten bezeichnet, die sich durch Flora und Fauna von den Ibbenbürener Schichten durchaus unterscheiden. Die durch die Bohrung erschlossenen Folgen reichen bis zu dem Flözpaar Laura und Victoria der Gaskohle des Ruhrgebietes.

Auch in dieser unteren Abteilung lassen sich wiederum zwei Gruppen unterscheiden. Die 167 m mächtige obere Gruppe (bis 912,5 m) führt in der Hauptsache fast nur Sandsteine; Konglomerate fehlen, Schiefertone haben nur geringen Anteil am Aufbau. Die 375 m der unteren Gruppe aber bringen wieder eine reiche Entwicklung der Schiefertone, deren Bänke nach unten zu immer mächtiger werden und eine reiche Süßwasserfauna führen.

Die Alstedder Schichten stellen die eigentlichen flözreichen Schichten dar, da in ihnen auf eine viel geringere Höhe zwölf Flöze mit mehr als je 50 cm Mächtigkeit angetroffen sind. Somit ergibt sich hier eine sehr starke Ähnlichkeit mit der Gaskohlengruppe des Ruhrgebietes.

Die zu 320 m wahrer Mächtigkeit erschlossenen flözleeren, vielfach rotgefärbten Ablagerungen der höheren Hüggelschichten stellen nach Ansicht von Haack das Hangende der Ibbenbürener Schichten dar. Zwar stehen auch an der Ibbenbürener Bergplatte derartige rote Schichten an, deren Mächtigkeit aber dort nicht bekannt ist, da sie der Erosion zum Opfer gefallen sind. Mithin muß man also mindestens diese Mächtigkeit der roten Schichten vom Hüggel zu den flözleeren Ibbenbürener Schichten hinzurechnen, so daß nach Gothan-Haack die Alstedder und Ibbenbürener Schichten eine Mindestmächtigkeit von 1420 m erreichen.

Cremer's paläobotanische Untersuchungen (1895) hatten bereits ergeben, daß namentlich die Schichten vom Piesberg einer noch höheren Stufe angehören als die höchsten der in der Gasflammkohle des Ruhrgebietes erschlossenen Schichten. Aber er stellte die Flöze des Piesberges im wesentlichen doch gleich mit denen von Ibbenbüren. Aber schon Haarmann (1909) macht auf die bemerkenswerten Unterschiede in der Aufeinanderfolge, der fossilen Flora und der petrographischen Beschaffenheit der beiden Gebiete aufmerksam. Aus diesen Unterschieden folgert deshalb auch Haack (Gothan-Haack, 1924), daß die Piesberg-Schichten in das Hangende der gesamten Ibbenbürener Schichtenfolge zu setzen sind, da man auf so geringe Entfernung keine derartige fazielle Änderung erwarten könnte. Die paläobotanischen Untersuchungen Gothan's (Gothan-Haack, 1924) bestätigen ebenso diesen Altersunterschied. Die Piesberger Flora zeigt schon deutliche Einschläge des oberen Oberkarbons (= Ste-

phanien oder Ottweiler Schichten), so daß sie auch auf Grund paläobotanischer Befunde in das Hangende der Ibbenbürener Schichten zu stellen sind.

Wir erhalten also folgende Gliederung des gesamten Osnabrücker Karbons, wobei die Schichten oberhalb des Ägir-Horizontes gemäß Gothan-Haack (1924) als Osnabrücker Stufe zusammengefaßt werden (siehe Tabelle S. 529).

			Ruhr-Gebiet			Osnabrücker Gebiet			
	Oberes = Stephan								
Ober-Karbon	mittleres = Westfal	oberes = Westfal C	Flammkohlenschichten ($st\,m_5$)	obere / untere	Aegir-Horizont	Osnabrücker Stufe	Piesberg-Schichten: Ibbenbürener Schichten	Piesberg-Schichten: flözleere / flözführende	FlözFranz Aegir-Horizont
		mittleres = Westfal B	Gasflammkohlenschichten ($st\,m_4$)	obere / untere			Alstedder Schichten		
			Gaskohlenschichten ($st\,m_3$)	obere / mittlere / untere	FlözLaura „Victoria				

II. Beschreibung der Gesteine

Die Schichtenfolge des Osnabrücker Karbons setzt sich zusammen aus Schiefertonen, sandigen Schiefern, Sandsteinen und Konglomeraten. Da die Schiefertone und sandigen Schiefer für uns weniger von Bedeutung sind, sei nicht näher darauf eingegangen. Jedoch sei erwähnt, daß sie vielfach nur auf kurze Erstreckung hin aushalten.

1. Sandsteine

Die meist kreuzgeschichteten und dickbankigen Sandsteine zeigen in ihrer Mehrheit hellgraue bis graue, schwach gelblich oder auch schwach bräunlich getönte Farben. Auf die seit langem bekannte rote Färbung mancher Schichten wird nachher näher eingegangen. Am Piesberg sind die Sandsteine mitunter dunkelgrau gefärbt.

Wenn auch in manchen Bänken die Korngröße der einzelnen Bestandteile auf einige Entfernung hin gleichbleibt, so ist sie doch im allgemeinen durchaus unbeständig und wechselt selbst innerhalb einer Bank. Sehr oft kann man auch beobachten, wie in einem sonst gleichkörnigen Sandstein einzelne größere Komponenten unvermittelt eingelagert sind.

Die Korngröße selber reicht von dem des Feinsandes bis zu grobsandigem Material. Die gröberen Sandsteine sind mitunter nur schwach verfestigt, so daß sie als Grobsand zerfallen. Sie stellen dann schon bereits den Übergang zu den Konglomeraten dar.

In dem rauhen, unebenen, meist körnig oder halbkörnig brechenden Sandstein beherrschen die fettglänzenden Quarze das Feld. Andere Bestandteile, wie die schwarzen Körnchen eines Kieselschiefers und etwas heller Glimmer, treten sehr zurück. Eine helle, pulvrige Substanz ist bald mehr, bald weniger als Porenausfüllung erkenntlich.

Noch deutlicher wird dieses Vorherrschen des Quarzes im Dünnschliff klar. Die Quarzkörnchen sind fast ohne Ausnahme durch feine, dunkle, zonar angeordnete Beimengungen getrübt. Dadurch tritt mitunter der Unterschied zwischen ehemaligem Quarzkorn (getrübt) und der neuen Anwachszone deutlich in Erscheinung. Wenn die alte Form noch zu erkennen ist, so sind die Quarzkörner meist eckig oder kantengerundet, aber es lassen sich auch immer solche von runden Formen beobachten. Vielfach sind sie jedoch so eng miteinander verwachsen, daß es schwierig ist, ihre primäre Form festzustellen. Der Gehalt an Muskowit im Gestein ist gering, auf den Schichtflächen hat vielfach eine Neubildung stattgefunden. Die dunklen Bestandteile erweisen sich als Kieselschiefer. Als weitere Gemengteile seien noch Quarzitkörnchen angeführt. Des öfteren wurden auch Turmalinkörnchen beobachtet. Von primären Feldspäten sind fast nur die Umrißformen erhalten, eine Bestimmung als Orthoklas oder Plagioklas ist unmöglich. Die Feldspäte sind entweder kaolinisiert oder serizitisiert. In den Bohrkernen, die von den Bohrungen Ibbenbüren I—IV und Limbergen I und II im Bohrarchiv der Preuß. Geolog. Landesanstalt vorliegen, sind sie jedoch etwas frischer, so daß die Sandsteine dadurch ein weißpunktiertes Aussehen erhalten.

Die größere Festigkeit der Piesberger Schichten wird bedingt durch die Verschiedenheit des Poren-, Kontakt- oder Basalzements gegenüber den Schichten von Ibbenbüren und des Hüggels. Die Sandsteinkomponenten des Piesberges sind durch ein kieseliges Kontaktzement eng miteinander verwachsen und erhalten dadurch eine große Festigkeit. Die innige Verwachsung der einzelnen Sandkörner geschieht durch gerichtetes Anwachsen von SiO_2 an die Quarzkörner, so daß mitunter altes Quarzkorn und sekundäre Anwachsstreifen nicht mehr zu unterscheiden sind. Aber meist hebt sich die ungetrübte SiO_2-Neubildung von den getrübten Quarzkörnern doch deutlich ab. Die hellen Bestandteile erweisen sich als ein Quarz-Glimmergemenge, das als Porenzement die Bindung übernimmt und sehr wahrscheinlich aus zersetzten Feldspäten herrührt. Mitunter kann dieses Gemenge aber auch bei den Piesberger Schichten, namentlich bei den hellen Sandsteinen so reichlich werden, daß das Porenzement in Stützfülle oder sogar Basalzement übergeht: das Zement bildet das Gerüst, in dem die einzelnen Quarzkörner eingebettet sind. Aber immerhin überwiegt die kieselige Bindungsmasse stark die ehemals tonige.

Bei den Sandsteinen von Ibbenbüren und vom Hüggel ist jedoch mehr kieselig-serizitische Grundmasse vorhanden. Die Kornbindung wird hier in stärkerem Ausmaße durch ein Basalzement hergestellt, das eben wegen seiner mehr tonigen Bestandteile dem Gestein nicht die große Festigkeit der Piesberger Schichten verleihen kann. Kontaktzement tritt viel weniger auf, so daß die Kornverwachsung und dementsprechend die Bindungszahl eine geringere ist.

Serizitisierte und kaolinisierte Feldspäte lassen sich hier ebenfalls beobachten. Die Quarz-Glimmermasse wird sicherlich auch aus zersetzten Feldspäten stammen, die wahrscheinlich aber schon in stark verwittertem Zustande zur Ablagerung kamen. Die jetzt als Zement irgendwelcher Art fungierende SiO_2 kann in der Hauptsache wohl aus diesen zerstörten Feldspäten stammen. Ob sie jedoch restlos hieraus abzuleiten ist, läßt sich schwer sagen. Man muß immerhin mit der Möglichkeit rechnen, daß ein gewisser Teil der SiO_2 durch wässerige Lösungen zugeführt worden ist, worauf bereits Udluft (1930) hingewiesen hat.

2. Rotfärbung der Sandsteine

Aus Gründen, die später ersichtlich sind, ist es notwendig, auf die Rotfärbung der höheren, flözleeren Ibbenbürener Schichten näher einzugehen. Diese Rotfärbung veranlaßte frühere Autoren vielfach, diese Schichten in das Rotliegende zu stellen (Zusammenstellung siehe bei Haack, 1908). Erst durch die Pflanzenfunde, die Haack (1908) am Hüggel unmittelbar im Liegenden des Zechsteins machte, wo dieselben roten Schichten auftreten, wurde die Zugehörigkeit der gesamten Hüggelschichten und damit der roten Schichten überhaupt zum Karbon erwiesen.

Die Rotfärbung oberkarbonischer Schichten ist eine schon altbekannte Tatsache, aber die Erklärungen der einzelnen Autoren gehen weit auseinander (vgl. Stutzer, 1923, S. 159). Neuerdings behandeln diese Frage Harrassowitz (1926, S. 533 ff.) und Becksmann (1930) sehr eingehend. Harrassowitz (S. 543 ff.) kommt bei seinen Betrachtungen über „Klimafragen im Karbon" zu folgendem Schluß: „Das Klima der großen karbonischen Kohlengebiete war von gleichmäßiger Temperatur, feucht und niederschlagsreich. ... Für ein kühlgemäßigtes Klima ergeben sich keine Anhaltspunkte. Für ein warmes Klima sprechen die Menge der Vegetationsreste, die Größe der Bäume und viele Merkmale an den Pflanzen selbst. Die Zwischenlagerung roter Schichten deutet aber auf Trockenheit. Für ein tropisch-warmes Klima sprechen mancherlei botanische Merkmale. Der orogenetische Typus der Karbonkohlen verlangt ein schnelles Wachstum der Pflanzen, wie es nur unter tropischen Verhältnissen möglich ist. Lateritische Verwitterung und Anzeichen von Trockenheit in Gestalt von roten Schichten nebst Verkieselungen finden sich im limnischen Innern der karbonischen Faltengebiete. Danach ergibt sich, daß auch für die karbonischen Kohlen ein ursprüngliches Wechselklima, wie jetzt auf Sumatra, annehmbar ist. ... In den karbonischen Meeren ergeben sich an Faunen und Sedimenten Schlüsse auf tropisches Klima und im Einklang mit der Verwitterung zunehmende Anzeichen von Trockenheit, bis diese im Perm zur Herrschaft gelangt."

Becksmann folgert bei seinen Untersuchungen an jungpaläozoischen Landoberflächen im Unterharzgebiet, daß die jungpaläozoische Rötung „ihre Entstehung alkalischen, eisenhaltigen Verwitterungslösungen verdankt, die von der einem meist normal-ariden Klima ausgesetzten Landoberfläche einsickerten und in dem Bereich zwischen dieser und dem bis über 200 m tief liegenden Grundwasserspiegel von den altpaläozoischen Gesteinen adsorbiert wurden" (1930, S. 140). Aus einer Reihe von Beispielen, die Becksmann anführt, ergibt sich ganz „klar der Zusammenhang zwischen Rotfazies der Sammelmulden und Rötung in den Abtragungsgebieten".

Sicherlich haben wir nicht für die ganze Dauer des Oberkarbons mit einem normal-ariden Klima zu rechnen, darauf weisen auch schon die grauen Lagen der Piesbergschichten hin, die ja über den roten Ibbenbürener Schichten lagern. Schwankungen der Aridität mögen in gewissen Grenzen stattgefunden haben. Aber in der Hauptsache haben wir es doch mit einem ariden Klima zu tun, worauf auch die jetzt fast allgemeine Anerkennung der roten Fazies des Jungpaläozoikums als Bildung eines solchen Klimas hinweist.

Lassen sich nun aus der petrographischen Untersuchung der roten Schichten selber irgendwelche Beweise erbringen, die auf dem Hinterlande eine Rotverwitterung voraussetzen?

Zu diesem Zwecke wurden mehrere Dünnschliffe von den roten Sandsteinschichten von Ibbenbüren und vom Hüggel untersucht. Dabei ergab sich ganz eindeutig, daß der Eisengehalt zum größten Teil zusammen mit den einzelnen Quarzkörnchen primär abgelagert sein muß. Um die Sandkörner herum sitzen vielfach ringartig kleine Eisenerzknötchen, die ihrerseits erst wieder von sekundärer Kieselsäure, der Anwachszone, umgeben sind. Der Eisengehalt muß also schon vor der diagenetischen Verfestigung durch das kieselige Porenzement vorhanden gewesen sein. Mitunter ist auch das ganze Porenzement vereisent, d. h. die Porenräume waren mit einer eisenhaltigen, tonigen Masse erfüllt und bei dem Einkieselungsprozeß wurde diese gesamte Grundmasse verzementiert. Aus den Dünnschliffbildern ergeben sich keinerlei Anhaltspunkte, daß das Eisen erst nachträglich auf Spalten oder Rissen in Form von wässerigen Lösungen eingedrungen ist. Ist nun das Eisenerz primär schon mit zur Ablagerung gekommen, so müssen wir nach den Untersuchungen von BECKSMANN eine Rotverwitterung auf dem Festlande annehmen, d. h. zur Zeit jener Ablagerungen herrschte normal-arides Klima.

Somit stimmen also auch unsere Beobachtungen mit denen von HARRASSOWITZ überein.

Auf eine Eigentümlichkeit der roten Schichten sei noch hingewiesen. In den Übertageaufschlüssen und ebenso in den Tiefbohrungen kommen fast keine roten Konglomerate vor. Es sind nur Schiefer und fein- bis mittelkörnige Sandsteine, denen etwas grobsandigere Lagen eingeschaltet sind. Nur am Hüggel kommen in den roten Sandsteinen einzelne Gerölle und kleine, linsenartige Schieferbruchstücke vor. Auf den Schichtflächen hat sich etwas mehr Muskowit neugebildet, durch Verwitterungsvorgänge z. T. ein Fe-Mn-Überzug. Die Lagerung ist im allgemeinen viel ruhiger und regelmäßiger, die Schichten sind dünnplattig, jedenfalls nicht so dickbankig, wie die grauen Schichten. Ob diese ruhige Lagerung nur auf relativ geringe tektonische Bewegung oder auch auf intensivere mechanische Zerstörung der Schichten im Hinterland durch das aride Klima hindeutet, sei dahingestellt.

3. Konglomerate

a) Allgemeines

Grobkörnige und konglomeratische Sandsteine leiten zu den Konglomeraten über. Diese zeigen meist eine hellgraue, schwach gelblich oder bräunlich getönte Farbe. Manche Lagen sind aber auch, namentlich am Piesberg, durch bituminöse Beimengungen dunkelgrau gefärbt. Im Handstück lassen sich die Geröllkomponenten als Quarz, Kieselschiefer, Quarzit und Kohlenstückchen

bestimmen. In dem Bruch bei Pommer Esch (Nr. 7)[1]) wurden öfters dunkelgraue Schiefertonstückchen in den Konglomeraten beobachtet, die sicherlich dem Karbon selber entstammen. Sie finden sich aber auch an anderen Stellen. Häufiger treten auch mehr oder wenige weiche, hellgrünliche oder hellgraue, seltener rötliche, scheinbare Schiefertonbruchstückchen auf, die nachher bei der mikroskopischen Beschreibung näher untersucht werden sollen.

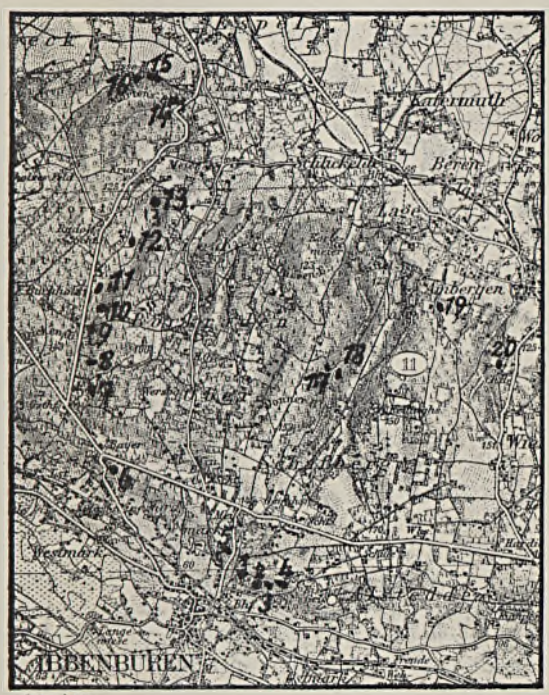


Abb. 1. Lagerungsskizze der angeführten Steinbrüche auf der Ibbenbürener Bergplatte.

Die Kornbindung der Konglomeratkomponenten wird entweder von reiner SiO_2 oder einer Quarz-Glimmergrundmasse übernommen. Ist ein rein kieseliges Zement vorhanden, so ist die Festigkeit größer, liegt jedoch mehr tonige Grundmasse vor, so lassen sich die Brocken mitunter mit der Hand schon zerbrechen. Die Quarz-Glimmergrundmasse, meist als Basalzement oder Stützfülle, wird zum großen Teil wiederum aus zersetztem Feldspat hervorgegangen sein. Es lassen sich auch im Dünnschliff mitunter an den Umrißformen serizitisierte und kaolinisierte Feldspäte feststellen, jedoch ohne jede weitere Bestimmung. Besonders die Konglomerate des Piesberges sind wiederum wie die Sandsteine von dort durch ein vorherrschend kieseliges Zement sehr verfestigt. Im Schliff erkennt man deutlich die Anwachszone um die Gerölle herum.

Die Festigkeit wird jedoch auch z. T. durch die Komponentengröße mitbestimmt. Wenn fast durchgängig Mittel- bis Grobkieskorngröße vorliegt, so

[1]) Die Nummern geben die Steinbrüche auf der Lagerungsskizze Abb. 1 an.

brechen natürlich die einzelnen Gerölle leichter heraus, als wenn noch reichlich feinkörnigeres Material beigemengt ist. Ein Eisen-Manganüberzug, wie er mitunter bei einzelnen Geröllen auftritt, beeinträchtigt ebenfalls die Bindung. Sind die Komponenten schlecht eingekieselt, so erscheint das Gestein dadurch porig. Im allgemeinen besitzen aber auch die Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine, abgesehen von den mittel- und grobkiesigen Lagen, eine große Festigkeit. Dies gilt auch von den Lagen mit einer mehr tonigen Grundmasse, die in ein Quarz-Glimmerzement verwandelt ist. Es findet dann nur ein Wegspülen der nicht eingekieselten Kaolin- und Serizitteilchen statt, wodurch der Stein poröser wird, aber meist doch nicht viel von seiner Standfestigkeit verliert.

Diese Festigkeit macht es mitunter sehr schwierig, aus dem anstehenden Gestein die einzelnen Geröllkomponenten herauszuschlagen. Zur Aufsammlung von Geröllen ist man daher oft auf die lose herumliegenden Stücke angewiesen. Es wurde hier aber mit besonderer Sorgfalt darauf geachtet, nur solche Gerölle zu sammeln, die wirklich aus dem Karbon stammen, zumal die Höhen vielfach noch mit einem mehr oder weniger dünnen Schleier von Geschiebemergel bedeckt sind.

Fig. 5 auf Tafel 25 mag eine Vorstellung geben von der Massenhaftigkeit der Gerölle, mit der diese in den Konglomeraten auftreten. Mitunter folgt Geröll an Geröll, große und kleine liegen unregelmäßig nebeneinander. Eine Sondierung nach der Korngröße hat nicht stattgefunden, wie es sich z. T. ja auch schon bei den Sandsteinen ergab, wo unvermittelt gröbere Gerölle in einem sonst ± gleichkörnigen Sandstein lagern.

Die durchschnittliche Größe der Gerölle beträgt 2—3 cm. Gerölle, die bis Hühnereigröße erreichen, sind durchaus nicht selten. Wenn auch einige gut gerundet sind, so ist doch die überwiegende Mehrzahl gerundet bis kantengerundet. Immer wieder findet man aber auch solche Gerölle, die nur kantengerundet sind. Ob zwischen den gut gerundeten und nur kantengerundeten insofern ein Unterschied besteht, daß erstere bereits auf sekundärer Lagerstätte sich befinden, läßt sich nur schwer sagen. Jedenfalls fällt in der Form ein Unterschied auf, der sich, abgesehen von den Schieferbruchstücken, auf alle Gesteinstypen erstreckt.

b) Die Komponenten

An der Zusammensetzung der Gerölle nehmen nur sehr wenige Gesteinstypen teil. In der Hauptsache sind es Gangquarze, die wohl annähernd die Hälfte aller Gerölle bilden, aber nicht weiter hier behandelt zu werden brauchen. Sie treten in den verschiedensten Größen auf. Lydite und Quarzite halten sich mengenmäßig ungefähr das Gleichgewicht, bald überwiegen um einen geringen Anteil die Lydite, bald die Quarzite. Nähere Prozentzahlen seien nicht angegeben, da ihnen doch eine große Ungenauigkeit anhaftet.

α) Quarzite

Von den Quarziten wurden mehrere im Dünnschliff untersucht. Sie sind fast alle sehr feinkörnig und von äußerst reiner Beschaffenheit. Nur gelegentlich erscheinen geringe Beimengungen von serizitisiertem oder kaolinisiertem Feldspat, etwas Muskowit und Turmalinkörnchen. SiO_2 bildet das Kontakt- und Porenzement. Auch die nicht mikroskopisch untersuchten Quarzitgerölle weisen ein sehr feines Korn auf, so daß man sagen kann, sie stammen sehr

wahrscheinlich alle von ein und demselben Vorkommen im Hinterland. Nur einige wenige mittel- bis grobkörnige Quarzite reihen sich hier an. Diese besitzen dann etwas mehr serizitisierte Feldspäte und ebenso z. T. ein Quarz-Glimmerzement. Aber eigentliche Feldspäte sind auch hier nicht zu erkennen.

Die feinkörnigen Quarzite gleichen noch am ehesten den mitteldevonischen Eisenbergquarziten, die ebenfalls sehr rein und sehr feinkörnig sind. Aber meiner Meinung nach wäre es durchaus verfehlt, sie nun deswegen mit ihnen parallelisieren zu wollen, oder gar zu behaupten, die Gerölle stammen von diesem Eisenbergquarzit. Denn gleiche Fazies schafft gleiches Sediment. Alle möglichen Quarzite, einerlei ob kambrischen, silurischen oder devonischen Alters können als Materiallieferant in Frage kommen, sofern sie eben nur feinkörnig und rein sind. Wenn auch ein Geröll einem anstehenden Sedimentgestein durchaus ähnlich ist, so kann dieses selbst doch in seiner streichenden Erstreckung oder in bereits abgetragenen Teilen durchaus andersgeartet gewesen sein. Derartige Ähnlichkeitsmomente sind also durchaus nicht beweisend. Wohl könnten typische Fossilien, wenn sie in Geröllen noch vorhanden sind, wichtige Hinweise geben. Aber trotz eifrigen Bemühens ist es mir nicht gelungen, auch nur in einem einzigen Geröll Fossilien zu finden. Ganz anders gelagert sind die Dinge auch bei Tiefen- oder vulkanischen Gesteinen, die vielleicht in typischer Ausbildung auch heute noch von einem ganz bestimmten anstehenden Gestein abzuleiten sind, so daß dadurch das ehemalige Mutterland einwandfrei nachgewiesen werden kann.

β) Lydite

Bei den Kieselschiefergeröllen haben wir verschiedene Typen zu unterscheiden. Betrachten wir zunächst die eigentlichen Lydite, dann die kieseligen Schiefer (Benennung im Sinne von Correns, 1926), zuletzt die „hellen Lydite" bzw. die „hellen kieseligen Schiefer".

1. Die von Correns beschriebenen silurischen Bitumenlydite sind überhaupt nicht vorhanden. In keinem Schliff wurde eine derartige Anreicherung von Bitumenresten beobachtet, wie sie zur Einreihung in diese Gruppe nötig wäre. Schon bei einem Vergleich mit den Correns'schen Schliffen, die mir z. T. vorlagen, ergibt sich die viel hellere Farbe der Gesteinsdünnschliffe von den Geröllen. Diese geringere Anhäufung von Bitumen, die nach Correns für die kulmischen Lydite charakteristisch ist, macht es wahrscheinlich, daß es sich bei unseren Geröllen um kulmisches Material handelt.

Eine größere Anzahl läßt sich als bitumenarme Lydite bezeichnen, ohne sie jedoch nach dem Vorgange von Correns als silurisch deswegen ansprechen zu wollen. Die Quarzgrundmasse tritt deutlich hervor, sie ist teils kryptokristallin, teils typisch mikroquarzitisch. Mitunter wird durch die Bitumenbeimengung eine Schichtung verursacht, oder der Bitumengehalt sitzt fein verteilt an den Korngrenzen. Vielfach überzieht den ganzen Schliff ein feiner bräunlicher Schleier, der wohl feinst verteilte Bitumina darstellen muß; denn obschon das Geröll fast schwarz gefärbt ist, erkennt man im Schliff nur ganz wenige einzelne Bitumenkörnchen. Einmal wurde auch eine ausgezeichnete Runzelung und Fältelung der Schichtflächen beobachtet, die sich durch die schichtförmige Anordnung des Bitumengehaltes bemerkbar macht. Serizitschüppchen oder Flitterchen erscheinen nur sehr selten im Gegensatz zu den nachher zu beschreibenden kieseligen Schiefern. Radiolarienquerschnitte sind öfters zu erkennen. Kreisrunde Durchschnitte von derselben Größenordnung

wie die der Radiolarien dürften ebenfalls früher von solchen eingenommen worden sein. Mitunter zeigen sie einen glasklaren Rand, während das Innere mit Bitumen imprägniert ist. Sehr häufig wurden auch Sphärolithe beobachtet, wobei das Kristallisationszentrum an der Peripherie eines solchen kreisrunden Durchschnittes liegt, von dem aus strahlenförmig der Quarz angeordnet ist, so daß beim Drehen des Dünnschliffes eine wandernde Auslöschung statthat. In anderen Fällen wachsen von allen Seiten aus kleine Quarzkriställchen in den früheren Hohlraum hinein und füllen ihn vollständig aus, so daß das Ganze einen drusenartigen Eindruck macht.

2. Einen anderen Typus stellen die kieseligen Schiefergerölle dar. Es sind dunkelgraue, dichte, aber etwas weichere Kieselgesteine, die einen größeren Tongehalt besitzen. Im Dünnschliff gibt sich dieser durch zahlreiche kleinste Glimmerblättchen zu erkennen, die zum guten Teil schichtig zwischen der kryptokristallinen Grundmasse angeordnet sind. Sie sind bitumenarm, zeigen aber auch wiederum die bräunliche Färbung. Sphärolithe kommen ebenfalls in ihnen vor.

Ein hellgrau bis schwach rosa gefärbtes Geröll vom Hüggel erwies sich als Lydit. Aus dem Kulm des Rheinischen Schiefergebirges und vom Harz sind solche bunten Lydite ja genügend bekannt. Zwischen der mikroquarzitischen Grundmasse lagert viel Roteisen, das dem Geröll die Färbung verleiht. Der Bitumengehalt ist sehr gering, Sphärolithe und Radiolarien wurden nicht beobachtet.

3. In allen drei Vorkommen des Osnabrücker Karbons treten in den Konglomeraten hellgraue, graugrünliche, hellgelblichgraue oder schwach bräunlichgraue bis weiße Gerölle auf, die man zunächst wohl für gebleichte Schiefer halten möchte. Aber sie sind nur zum Teil mit dem Messer ritzbar. Es wurde daher eine größere Anzahl von ihnen im Dünnschliff untersucht. Das Ergebnis war: sämtliche Stücke, gleich welcher Farbe, sind ohne Ausnahme Lydite oder kieselige Schiefer. Sie zeigen genau wie die oben beschriebenen Lydite entweder eine kryptokristalline oder mikroquarzitische Grundmasse. Als kieselige Schiefer wurden wiederum solche angesprochen, die ursprünglich eine starke Beimischung von tonigem Material aufweisen, das in eine Quarz-Glimmermasse umgewandelt ist und in der sehr reichlich feinste Glimmerschüppchen eingestreut sind.

In beiden Arten sind des öfteren Radiolarien zu erkennen. Ihre Querschnitte sind vielfach innen mit Bitumenresten imprägniert, die hellbraun durchschimmern, während der äußere Rand glasklar bleibt. Kreisrunde Querschnitte, wahrscheinlich wiederum ehemalige Radiolarien, sind mit einer ganz feinen kristallinen Quarzmasse drusenartig ausgefüllt. Schon ihre helle Farbe gibt zu erkennen, daß der Bitumengehalt äußerst gering ist. Die in ausgezeichneter Form auftretenden Sphärolithe weisen teilweise einen kranzartigen äußeren Ring auf, während im Innern der Quarz strahlenartig angeordnet ist.

Ob dieser äußerst geringe Bitumengehalt schon primär bedingt ist oder ob durch nachträgliche Oxydationen eine Bleichung stattgefunden hat, läßt sich schwer sagen. Im letzteren Falle müßte man dann aber im Gestein selber irgendwelche Wirkungen wie Hohlräume und dgl. erkennen, die nicht zu beobachten sind. Wir kennen aber andererseits z. B. aus dem Edergebiet und aus dem Harz helle Lydite, so daß die helle Farbe durchaus primär sein kann. Bei einigen Geröllen ließ sich jedoch noch deutlich ein viel dunklerer Kern unterscheiden gegenüber einem helleren Rand. Dies spricht natürlich für eine nachträgliche Bleichung. Wie diese zustande gekommen ist, läßt sich

nur vermuten, da man das Gestein ja nicht mehr in seinem ursprünglichen Schichtenverband beobachten kann und eine Entscheidung nur dort möglich ist. Ich bezeichne diese Gerölle daher neutral als „helle Lydite" bzw. „helle kieselige Schiefer".

Die helle Grünfärbung bei einigen Stücken beschränkt sich nur auf den Außenrand, sie setzt nicht nach innen fort. Es handelt sich daher um irgendwelche chloritische Neubildungen, auf die nicht näher eingegangen sei.

γ) Eisenkiesel

Als gelegentlich vorkommende Gerölle sind Eisenkiesel zu erwähnen. Die kryptokristalline oder ausgezeichnet mikroquarzitische Grundmasse erhält durch Roteisenbeimengungen in den Quarzkörnchen selbst ihre Färbung. In einem Schliff wurde bei einer großen Anzahl von Quarzkriställchen die interessante Beobachtung gemacht, daß bei Querschnitten senkrecht c die Roteisenbeimengungen genau linear in die 6 Prismenkanten verlaufen, während sie bei Schnitten parallel c vom Kristallmittelpunkt aus sich büschelförmig um die c-Achse scharen.

δ) Schiefer- und Kohlenbruchstücke

Schon früher wurde erwähnt, daß eckige Kohlenstückchen vorkommen, so namentlich in dem Steinbruch bei Pommer Esch (Bruch 7) auf der Ibbenbürener Bergplatte. Ebenso findet man mitunter, besonders wieder in dem eben genannten Steinbruch, größere und kleinere Schieferbruchstücke, die durchaus den karbonischen Schiefertonen entsprechen und auch aus diesen herzuleiten sind. Derartige Schiefergerölle oder Bruchstücke sind ja seit den Untersuchungen R. Richter's im Wattenmeer nichts Befremdendes. Sie können soeben verfestigtem Material entnommen sein und mitten in Sanden liegen.

4. Folgerungen

Aus den beschriebenen Geröllkomponenten ergibt sich, daß eine ziemliche Eintönigkeit in der Zusammensetzung der Konglomerate herrscht. Typische Gerölle, die unzweideutig auf eine bestimmte Heimat hinweisen, oder kristalline Komponenten, wie sie Jochmus-Stöcke (1929) aus den Kulmkonglomeraten am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges beschrieben hat, sind nicht vorhanden. Damit besteht natürlich die große Schwierigkeit, auf Grund der petrographischen Untersuchung etwas Näheres über die Herkunft und Heimat der Gerölle auszusagen. Aus der Tatsache allein, daß im südlich gelegenen Rheinischen Schiefergebirge ähnliche Quarzite, ähnliche Lydite, helle, schwarze und bunte vorkommen, kann man keinen gültigen Schluß ziehen, daß die Gerölle nun auch von dort herstammen. Sie treten in derselben Art auch im Harz auf. Ähnliche, wenn nicht genau dieselben Gesteine können aber auch noch in Gebieten angestanden haben, die uns heute durch mächtige diluviale Überdeckung völlig unzugänglich sind.

Als Ergebnis dieser bisherigen Untersuchungen müssen wir also feststellen: auf Grund petrographischer Befunde läßt sich eine Heimat der Osnabrücker karbonischen Konglomeratkomponenten nicht angeben. Die Frage, ob Transport von Norden oder Süden, bleibt ungeklärt.

Aber gibt es keine anderen Merkmale, die eine Entscheidung im einen oder anderen Sinne der Herkunftsrichtung zulassen?

III. Klein-Lagerungsverhältnisse

Nachdem im vorigen Abschnitt die Gesteine und die Konglomeratkomponenten besprochen worden sind, sollen nunmehr die Klein-Lagerungsverhältnisse untersucht werden. Es handelt sich also nicht um tektonische Verhältnisse, sondern es sollen Lagerungsbilder gegeben werden, um daraus Rückschlüsse auf die Petrogenese zu gewinnen.

1. Lagerungsbilder

Alle Autoren, die über das Osnabrücker Karbon geschrieben haben, stimmen darin überein, daß die Konglomeratlagen durchaus unbeständig sind und keinerlei leitende Eigenschaften zeigen, im Gegensatz zum Ruhrkarbon, wo die Konglomerate ein ausgezeichnetes Hilfsmittel zur Horizontierung und Parallelisierung der Schichten und Flöze bilden.

Aus der ganzen Sedimentationsfolge ergibt sich schon diese Unbeständigkeit und veränderte Ausbildung des Profils. TIETZE und ebenso BODE geben eine ganze Reihe derartiger Profiländerungen an: die Flöze zerschlagen sich, die Zwischenmittel variieren, so daß eine Flözparallelisierung öfters schwierig ist, andere Schichten schieben sich ein, die in ihrer Mächtigkeit sehr schwanken. Selbst in verhältnismäßig eng umgrenzten Gebieten wechselt das Profil sehr rasch. Es ergibt sich schon hieraus, daß der Sedimentationsraum sehr unruhig und daß die Sedimentationsbedingungen zu einem gegebenen Zeitpunkt an den verschiedensten Stellen durchaus verschieden gewesen sein müssen. Dies spricht für ein küstennahes Absatzgebiet, wo durch die verschiedene Materialzufuhr vom alten Festland her faziell verschiedenartige Sedimente geschaffen werden. Das Festland als Lieferant der Sedimente kann mithin in nicht allzu großer Entfernung gelegen haben.

Was lassen uns nun einzelne kleine Lagerungsbilder in den zahlreichen Steinbrüchen auf der Ibbenbürener Bergplatte in dieser Beziehung erkennen?

Das Charakteristikum fast einer jeden Sandstein- oder Konglomeratbank oder eines kleineren Schichtpaketes ist: eine gegebene Schichtenfolge hält nach den Seiten nie lange aus, schon nach kurzer Entfernung geht der Sandstein in konglomeratischen Sandstein über oder umgekehrt, eine Konglomeratlage ist nach wenigen Metern nicht mehr vorhanden, setzt plötzlich ab oder keilt allmählich aus, nesterartig häufen sich plötzlich Konglomeratansammlungen, feinkörniger Sandstein geht in mittel- und grobkörnigen Sandstein über, in einem sonst gleichkörnigen Sandstein liegen unvermittelt einige grobe Gerölle. Eine weitere, für unsere Zwecke wichtige Tatsache bilden die vielfachen Rillenbildungen, die wohl in jedem Aufschluß zu beobachten sind. In Zusammenhang damit steht dann die immer wiederkehrende Kreuzschichtung, wie wir sie von Fluß- und Deltaaufschüttungen zur Genüge kennen.

Gehen wir zunächst auf die Rillenbildung näher ein. TIETZE führt schon wohl eines der schönsten Beispiele hierfür an (1908, S. 318, dazu Fig. 3): „In dem großen, südlich Goldbeck gelegenen, Steinbruch, der im Hangendsten der genannten Sandstein-Konglomeratbank betrieben wird, hat der nördliche Steinbruchstoß eine in die Schichten des Sandsteines eingesenkte Mulde angeschnitten, die mit Schieferton, Kohlenflözchen und zwischen beiden stehendem Nebengestein ausgefüllt ist. Man erkennt deutlich, daß die Mulde in den Sandstein nachträglich offenbar durch Erosion eines Wasserlaufes eingeschnitten und das von diesem geschaffene Bett dann mit Ton und den Überresten einer

auf ihm entstandenen Flora wieder ausgefüllt wurde. Die liegenden Sandsteine werden ebenso wie die Schichten der Muldenausfüllung diskordant von jüngeren Sandsteinschichten bedeckt. Die Schiefertone und Flözchen keilen also noch innerhalb des Steinbruches nach beiden Richtungen aus." Ganz dasselbe Bild beobachtete er in einem weiteren östlich Gladbeck und südlich der Schule gelegenen Steinbruch, der in noch höheren Schichten angesetzt ist. TIETZE folgert hieraus, daß zur Zeit der Sedimentation dieser Schichten bereits zu verschiedenen Malen Abtragungen stattgefunden haben, die mit Ablagerungen jüngerer Schichten in den durch die Erosion entstandenen Senken verbunden sind.

In dem ersten Steinbruch links der Chaussee Ibbenbüren—Schafberg (Bruch 5) ist folgendes Bild aufgeschlossen (Tafel 24, Figur 1): über einer

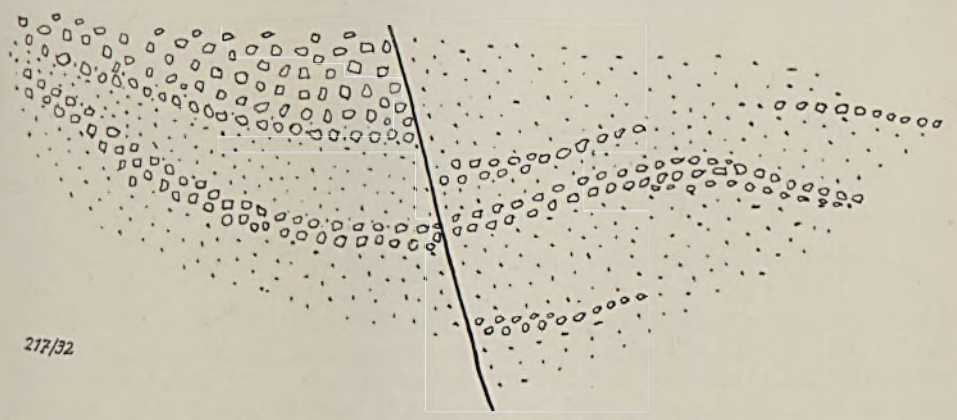


Abb. 2. Rillenbildung, Ibbenbüren Bruch 6.

mächtigen Sandsteinbank liegt diskordant dazu geschichtet eine zweite von 10—20 cm Mächtigkeit, die wiederum diskordant von einer konglomeratischen Sandsteinbank abgeschnitten wird. Nach rechts läßt sich das Konglomerat mehrere Meter verfolgen, nach links, durch eine Verwerfung von ca. 50 cm Sprunghöhe abgesunken, hebt es sich nach oben zu heraus. Darüber folgt in typischer Ausbildung eine deutliche Rillenausfüllung mit plattigem Sandstein, der sich nach dem Tief zu immer flacher legt.

In Abb. 2 wird die Rille zunächst mit Konglomerat zugeschüttet, um nach oben zu in sandige Ablagerungen überzugehen. Bei einer erneuten stärkeren Materialzufuhr lagern sich wiederum in größerer Mächtigkeit Konglomerate ab, um allmählich in konglomeratischen Sandstein und reinen Sandstein überzugehen.

Wohl das beste Beispiel für Rillenbildung läßt sich in einem Steinbruch rechts der Chaussee Ibbenbüren—Schafberg (Bruch 2) erkennen (Taf. 24, Fig. 2). Durch die Erosion eines Bachlaufes ist in einem Sandstein eine mehrere Meter weit gespannte Rille erodiert. Mit scharfem Abschnitt setzen an der Erosionsbasis Gerölle und Grobsande ein, die fast die ganze Rille ausfüllen. Auf den beiden Flanken ist die Geröllmächtigkeit geringer. Nach oben geht die grobe Folge in konglomeratischen Sandstein über, um dann von einem normalen Sandstein abgeschnitten zu werden. Durch einen plötzlichen Zustrom werden also

kurz vorher erst abgelagerte Schichten erodiert, ein kräftiger Bach vermag grobe Gerölle zu transportieren und hier bereits wieder abzulagern, da seine Strömung durch irgendeine Hemmung vermindert wird.

Wie schnell die Ablagerungsbedingungen wechseln und sich verändern, möge ein Beispiel aus Bruch 2 (Taf. 26, Fig. 8) zeigen. Ein Sandstein setzt plötzlich gegen ein kräftiges Konglomerat ab. Allmählich werden dessen Komponenten kleiner, so daß ein sehr grober Sandstein mit einzelnen größeren Geröllen entsteht. Die Konglomeratzuführung wird wieder stärker, nimmt wieder ab, steigt wieder, kurz, ein ständiges Auf und Ab. Eine einzige dünne Lage taucht unvermittelt auf und erstreckt sich durch die ganze Schicht. Oder

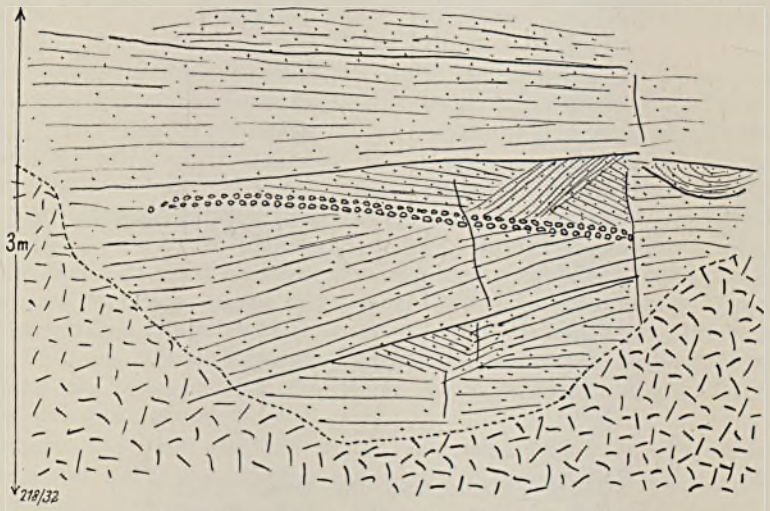


Abb. 3. Kreuzschichtung, Ibbenbüren Bruch 9.

die in der oberen Hälfte des Bildes erscheinende Konglomeratlage setzt nach rechts zu ziemlich schnell aus und verschwindet. Dabei ist noch zu erwähnen, daß die Grenzflächen gegen das Hangende und Liegende meist sehr unregelmäßig, uneben und wellig sind. Die Abbildung vermag am besten dieses unruhige Bild wiederzugeben.

Im Steinbruch 8, nördlich von Pommer Esche, ist eine Erosionsrille wiederum mit konglomeratischen Lagen zugefüllt, die diskordant von einer hangenden Konglomeratlage abgeschnitten wird. Sie selbst verliert sich nach wenigen Metern in einen Sandstein, in dem nur noch einzelne kleinere Gerölle auftreten.

Im selben Bruche bietet sich noch folgendes Bild: die liegenden Schichten einer größeren Rillenausfüllung beginnen mit einer stark konglomeratischen Lage, um nach oben in feinkörnigeres und gleichmäßigeres Material überzugehen.

Als Beispiel für Beobachtungen über Kreuzschichtung sei aus einem Steinbruch östlich des Dickenberges (Bruch 9) folgende Situation angegeben (Abb. 3). Aufschüttungen mit den verschiedensten Einfallswinkeln überlagern und schneiden sich, ein typisches Bild, wie man es aus Delta- oder ganz nahen Meeresaufschüttungen kennt.

Auf landnahe Ablagerungen deuten auch die Einschwemmungen von Pflanzenhäcksel und sogar größeren Stämmen hin. In dem Steinbruch 10, SO der Försterei Buchholz, wurde ein ca. 5 m langer, mit kohliger Substanz umrandeter Stamm in einer Konglomeratbank gefunden (Taf. 24, Fig. 4). Darüber lagert nochmals, schräg zur Bankung, ein Stamm von 1,30 m Länge. Er ist offenbar an einen Schuttkegel herangeschwemmt und schnell zusedimentiert worden.

Auch in diesem Aufschluß treten immer wieder Rillenbildungen auf, wobei an der Basis der Sedimentzyklus mit Konglomeraten beginnt. Der Sandstein und konglomeratische Sandstein besitzt ausgezeichnete Kreuzschichtung.

Des öfteren lassen sich halbkugelartige Geröllnester beobachten, die als Strudellöcher anzusehen sind. Das feinere Material ist herausgespült, die gröberen Gerölle haben sich angereichert, so daß man folgendes Bild als Aufsicht und Profil erhält (Abb. 4).

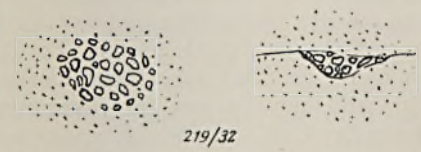


Abb. 4. Geröllnester als Bildungen in Strudellöchern, Ibbenbüren Bruch 8.

Als letztes Beispiel einer mit konglomeratischem Sandstein diskordant zum Liegenden ausgefüllten Erosionsrille sei das Lagerungsbild (Taf. 25, Fig. 6) aus einem Steinbruch SSW von Mettingen (Bruch 20) angeführt. Im Muldentief wird die Lagerung nach dem Hangenden zu immer flacher und geht unmerklich in die hangende Bank über, die an den Erosionsrändern die Rille diskordant abschneidet.

Diese Auswahl von Beispielen aus dem Ibbenbürener Bergplateau mögen genügen zur Darlegung der Klein-Lagerungsverhältnisse. Sie ließen sich noch um eine große Anzahl vermehren, da man in jedem Aufschluß derartige Bilder beobachten kann, die aber im Prinzip immer das gleiche zeigen. Es sei nur noch vom Hüggel und vom Piesberg eine kleine Auswahl von Beobachtungen mitgeteilt, um darzutun, daß auch dort dieselben Verhältnisse herrschen, wenn es auch stratigraphisch höhere Schichten sind.

Das in Taf. 24, Fig. 3 dargestellte Bild ist dem Sandsteinbruch am Heidhornberg des Hüggel entnommen. Sehr deutlich läßt sich an dem oberen Stoß erkennen, wie unvermittelt grobe Geröllnester einsetzen, die auf kurze Erstreckung schon wieder verschwinden.

Auch sonst ist das Verhalten der Konglomeratlagen genau dasselbe wie bei Ibbenbüren: unregelmäßiges Auf- und Abschwellen einzelner Lagen, Auskeilen oder plötzliches Absetzen, Ausfüllung von Erosionsrillen mit konglomeratischen Lagen, ausgesprochene Kreuzschichtung in den Sandsteinen usw.

Ebenso treffen wir auch am Piesberg dieselben Erscheinungen wieder an. Als Beispiel sei ein Lagerungsbild von der 5. Sohle der großen Steinbrüche am Piesberg angeführt (Taf. 25, Fig. 7). Klar ist an dem oberen Teil der Bruchwand die zweimalige Diskordanz zu sehen, verursacht durch Erosion und nachträgliche Zufüllung.

Auf der 3. Sohle ist eine Bank zu erkennen, die zunächst als grobes Konglomerat von fast 2 m Mächtigkeit entwickelt ist. Aber schon in der Mitte des Bildes wird die Geröllführung merklich geringer und etwas über der Abbausohle führt die Bank nur noch einzelne Gerölle als schwach konglomeratischer Sandstein. In der rechten oberen Bildhälfte erblickt man noch ein gutes Beispiel für Rillenbildung (Taf. 26, Fig. 9).

2. Folgerungen

Was für Folgerungen lassen sich aus den soeben geschilderten Klein-Lagerungsverhältnissen für die Petrogenese und die Paläogeographie der damaligen Zeit ziehen?

a) Litoral- und Seichtwasserablagerungen

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß wir es hier mit ausgesprochenen Litoralablagerungen zu tun haben. Der vielfache, ständige Wechsel der Gesteinsausbildung in bezug auf die Korngröße und das Auskeilen läßt auf Strandablagerungen schließen, auf jenen „amphibischen Berührungssaum von Land und Meer, der bei Ebbe Land, bei Flut aber Meeresboden ist und auf dem sich in ewigem Rhythmus ein vielfacher Wechsel von Zerstörungs- und Umlagerungsvorgängen abspielt" (ANDRÉE, 1924, S. 444). Gerade diese letzteren Faktoren sind es, die zu einer derartigen Annahme zwingen. Durch das Gezeitenspiel selber können diese ständig zu beobachtenden Zerstörungen und Umlagerungen zum guten Teil hervorgerufen worden sein. Zwar ist es nicht möglich, eine derartige marine Entstehung direkt zu beweisen, da bis heute noch keinerlei Fossilien in den Sandsteinen des Osnabrücker Karbons gefunden worden sind. Aber diese Tatsache braucht durchaus kein Beweis gegen eine marine Entstehung zu sein. Die Schalen können in den Grobsanden und Geröllen völlig zerrieben worden sein oder sie wurden später durch zirkulierende Wässer aufgelöst. Es soll auch nicht gesagt werden, daß die ganze Schichtenfolge mariner Entstehung ist. Aber die gleichkörnigeren Sandsteinlagen sind sicherlich unter einer ganz flachen Wasserbedeckung entstanden, da in ihnen bereits eine Sondierung nach der Korngröße stattgefunden hat.

Die mächtige Schichtenfolge weist auf einen schnell sinkenden Ablagerungsraum hin, wobei diese Senkung aber durchaus nicht konstant und gleichmäßig gewesen zu sein scheint. Dadurch hat immer wieder das einige Zeit unter schwacher Meeresbedeckung gelegene Gebiet Festland werden können, da die ganzen Sedimentationsbilder andererseits auch auf eine verhältnismäßig schnelle Ablagerung schließen lassen. Durch die Gezeiten können z. T. manche der angeführten Rinnen entstehen. Jedenfalls bewirken sie mancherlei Aufarbeitungen und Umlagerungen durch das vordringende und ablaufende Wasser. Vielleicht, daß auch manche Konglomeratlagen dadurch zu erklären sind, daß aus einer konglomeratischen Sandlage die feineren Sandkörner ausgespült wurden und die gröberen sich anreicherten.

Bei einer derartigen Stillstandsperiode der Absenkung oder zu einer Zeit, wo die Sedimentation relativ stärker war als die Absenkung, treten natürlich gleich festländische Bildungen in Erscheinung. Wir haben uns dieses Gebiet als einen sehr weiten, flachen und tiefen, ins eigentliche Hinterland reichenden Küstensaum vorzustellen, der gelegentlich unter Meeresbedeckung gerät. Unter dem Einfluß des normal-ariden Klimas, das vielleicht erst gegen Ende der

Karbonzeit und zu Anfang des Rotliegenden in ein extrem arides Klima hinüberwechselt, bilden sich periodische, vielleicht auch manche nur gelegentliche Bach- und Flußläufe mit einem ± weit verzweigten Flußsystem. Diese reißen die vielfachen Rinnen und Rillen auf, wie sie oben eingehend beschrieben wurden, erodieren die noch unverfestigten früheren Ablagerungen, schütten durch starke Geröllführung ihr eigenes Bett wieder zu, um sich bald ein anderes zu suchen oder auch durch Verdunstung und Versickerung zu versiegen. Durch diese vielfachen Umlagerungsvorgänge wird zum guten Teil auch die kantengerundete bis gerundete Form vieler Gerölle verursacht sein, so daß man nicht ohne weiteres schon auf Grund der äußeren Geröllformen auf einen weiten Transport, bzw. ein weit zurückliegendes Mutterland schließen kann.

Diese periodischen und gelegentlichen Wasserläufe, deren Wässer unter den ariden klimatischen Bedingungen versiegen, leiten zu einer weiteren Erklärung über, die im nächsten Kapitel eingehender besprochen werden soll.

Im Zusammenhang mit diesen Wasserläufen versteht man auch die mitunter ausgezeichnete Kreuzschichtung vieler Sandsteine. Vor den Fluß- und Bachmündungen kam es zu Deltabildungen, die wiederum durch die Meeresströmungen, mit denen wir sicherlich zu rechnen haben, teilweise zerstört oder wenigstens umgelagert wurden. Durch Strandvertriftung, mit Unterstützung des Brandungs- und Küstenstromes, kann das Material der Küste entlang bewegt sein. Dadurch entsteht wiederum eine Kreuzschichtung, da jeder Strömungsgeschwindigkeit des Wassers ein bestimmter Böschungswinkel der Sandaufschüttung entspricht. Es wird ein neuer Beharrungszustand angestrebt und auch bald herbeigeführt, so daß eine bis dahin angestrebte Beharrungsebene im Winkel geschnitten oder zerstört wird. Derartige Veränderungen treten namentlich schnell und häufig ein durch das Wechseln der Wasserstände und bei Richtungsänderungen des Windes.

Noch aus einer weiteren Erwägung heraus ergibt sich die durchaus landnahe Ablagerung der Sande und Konglomerate. Nach Andrée (1920, S. 81 f.) gibt es eine Grenze, welche der den Strand und den anschließenden Meeresboden vor Flachküsten bildende Sand nicht überschreitet. Mehrere Beispiele führt er hierfür an. Die Sanddecke hört auf und der Klei- und Marschboden beginnt. Zwar lassen sich nicht ohne weiteres heutige Beobachtungen auf die in Frage stehenden Verhältnisse übertragen. Wir haben es in unserem Falle mit einem ständig sinkenden Geosynklinaltrog zu tun, das Hinterland, der Materiallieferant, war ein anderes. Aber immerhin bleibt im Prinzip der Geltungsbereich der heutigen Beobachtungen auch für damals bestehen: über eine bestimmte Maximaltiefe werden der Sand und die Gerölle nicht hinausgegangen sein, allein schon, weil der Küstenstrom und die Strandvertriftung eine gewisse Grenze setzen.

b) Fanglomerate

Für manche Erscheinungen drängt sich noch eine andere Erklärung geradezu auf, wenn man in den vielen Steinbrüchen immer wieder das unregelmäßige, schichtige Auftreten von Konglomeratlagen beobachtet, die in ihren Komponentengrößen durchaus verschieden sind, so daß grobes Material mit feinkörnigem vermischt ist. Es wird hier an Ablagerungen gedacht, die E. Kaiser (1926) als Fanglomerate eingehend beschrieben hat. Es sind dies „grobkörnige bis grobstückige Ablagerungen ariden Klimas mit vielen beigemengten feineren Bestandteilen, die sich bei ihrer Ablagerung durch eine relativ große

Frische ihrer Bestandsmassen auszeichnen, die zuweilen geschichtet, aber noch nicht gut nach den Korngrößen getrennt, sondern oft in wildem Durcheinander durch trockenen Massentransport und durch die Schlammströme fluvio-ariden Abflusses im ariden, besonders im normal- und extrem-ariden Klima gebildet worden sind" (S. 319). Fast aus jedem der vielen, auf der Ibbenbürener Bergplatte vorhandenen, Steinbrüche lassen sich Beispiele (vgl. Taf. 26, Fig. 8) anführen, wo die unregelmäßige Lagerung, das An- und Abschwellen, das plötzliche Aufhören der Konglomerate und ihr Übergehen in einen Sandstein, der nur noch einzelne gröbere Gerölle führt, die Vorstellung erweckt, als habe man es mit einem mehr oder weniger breiten Schlammstrom zu tun, der sich plötzlich auf das Liegende gewälzt hat. Ob es sich um trockene Schuttmassen handelt, möchte ich zwar bezweifeln. Auch treten keine „grobstückigen" Bestandteile auf, oder doch nur sehr wenige in Form der Schieferbruchstücke. Daß manche Geröllkomponenten nur kantengerundet, die meisten kantengerundet bis gerundet und verhältnismäßig wenige gut gerundet sind, wurde oben ausgeführt.

Wir hätten es also in der Hauptsache bei diesen konglomeratischen Ablagerungen mit „fluvio-ariden Schlammströmen" zu tun, die durch periodische oder gelegentliche Regengüsse verursacht wurden. Daß die Bedingungen eines ariden Klimas zur Zeit ihrer Ablagerung gegeben waren, ergibt sich zur Genüge aus den Ausführungen über die Rotfärbung.

Im allgemeinen stellen diese Fanglomerate festländische Bildungen dar. Im Einklang damit steht die Erklärung wohl der meisten Rinnen und Rillen, die als periodische Bach- und Flußläufe eines vielleicht weit verzweigten Flußsystems in einem weiten und tiefen Küstengebiet aufgefaßt werden. In denselben Ablagerungsraum haben sich auch die Schlammströme ergossen. Nach KAISER treten die Fanglomerate aber auch im eigentlichen Küstensaum auf, sind also marin. Daher kann man wohl annehmen, daß einige dieser fanglomeratischen Bildungen auch hierzu zu rechnen sind, wenn es auch schwierig ist, in einem gegebenen Falle so oder so zu entscheiden, da das wichtigste Beweismittel, eine Fossilführung, fehlt.

Die Haupterfordernisse eines Fanglomerates sehen wir also erfüllt: „unregelmäßige Mischung von grobkörnigen und grobstückigen mit feinkörnigen, sandigen und staubigen Bestandteilen innerhalb der einzelnen Bank, so dann die relativ geringe Abrollung der einzelnen Bruchstücke" (KAISER, 1927, S. 19). Wenn wir auch nicht die ganzen Konglomerate oder konglomeratischen Sandsteine als Fanglomerate erklären wollen und können, so trifft es doch für die meisten als die wahrscheinlichste Erklärung zu.

Es sei noch betont, daß die ganzen soeben beschriebenen Sedimentationsbilder sich namentlich auf die obere Abteilung der Ibbenbürener und die Piesberg-Schichten beziehen. Wie die Profile ergeben, treten vorwiegend in diesen Schichten die vielen Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine auf. Tonschiefer sind überhaupt nicht vorhanden oder doch nur in ganz geringmächtiger Ausbildung. Selbst dann sind sie meist als Sandschiefer entwickelt. Es gibt sich also hier schon der Übergang zu den klimatischen Bedingungen des Rotliegenden zu erkennen, wo immer mehr ein kontinentales Trockenklima Platz greift, das schließlich im Oberrotliegenden ganz Europa beherrscht, ein Klima, unter dessen Einfluß typische Fanglomerate entstehen.

Wir kommen also bisher zu dem Ergebnis, daß der Ablagerungsraum der Osnabrücker Karbonsandsteine und Konglomerate ein

langgestrecktes, breites Küstengebiet ist, das zeitweise unter ganz flacher Meeresbedeckung gestanden hat, das aber auch zu Zeiten stärkerer Sedimentation trotz epirogenetischer Senkungen Festland gewesen ist, auf dem unter dem Einfluß eines normal-ariden Klimas aride Sedimentationsbedingungen geherrscht haben. Den Übergang zwischen beiden Ablagerungsarten stellen Flachküstenbildungen dar.

c) Tektonische Ergebnisse

Bevor wir zu den wichtigsten Schlußfolgerungen aus den Beobachtungen über die Klein-Lagerungsverhältnisse übergehen, sollen zunächst noch kurz die tektonischen Ergebnisse besprochen werden.

Der rhythmische Wechsel zwischen Schiefer, Sandschiefer, Sandstein, Konglomeraten und Kohlenflözchen zeigt vielfache Verlandung und erneute Senkungen an: das typische Bild eines Geosynklinalraumes. Hat dieser im Anfang auch noch oft mit einem offenen, weiten Meeresraum in Verbindung gestanden (marine Horizonte), so tritt diese doch in der späteren Zeit immer weniger auf. So kennen wir in den ganzen Ibbenbürener und Piesberg-Schichten nur einen marinen Horizont, den Ägir-Horizont, der vielleicht die letzte große Meerestransgression im Oberkarbon darstellt. Von dann ab tritt nur noch eine gelegentliche Überflutung ein, ohne daß ausgesprochen marine Sedimente abgesetzt werden. Diese zeigen vielmehr z. T. eine typische Küstenfazies. Nur auf kurze Erstreckung und in ganz geringer Mächtigkeit werden Schiefer abgelagert.

Die Senkung muß ziemlich kontinuierlich gewesen sein, wenn auch in sich unregelmäßig, es kommt in bedeutend geringerem Ausmaße zu Flözbildungen als in den Alstedder Schichten. Dieser Senkung entspricht eine reiche Sedimentzufuhr, die ziemlich schnell vor sich gegangen sein muß. Senkung und Zufuhr halten sich ungefähr das Gleichgewicht, wenn auch die Zufuhr manchmal größer gewesen sein muß als der Senkungsbetrag. Denn sonst wären die vielen Rinnen und Rillen und ebenso die fanglomeratischen Bildungen nicht möglich.

Damit gewinnen wir einen Hinweis, daß an der Wende Westfalien und Stephanien größere tektonische Bewegungen einsetzen, die den Beginn der asturischen Phase darstellen. Während der Geosynklinaltrog sich senkte und immer mehr zugefüllt wurde, hebt sich im Hinterland das alte Massiv heraus und verfällt zum guten Teil der Abtragung. Nur so kann man die plötzliche starke Geröll- und Sedimentzufuhr erklären.

d) Lage des alten Festlandes

Wir können nunmehr bereits die Frage beantworten, ob die Konglomerate des Osnabrücker Karbons aus dem Rheinischen Schiefergebirge stammen oder nicht. Wenn dies auf Grund der petrographischen Befunde noch nicht möglich war, so läßt es sich jetzt entscheiden, ob sie von Norden oder von Süden kommen.

Auf Grund der Klein-Lagerungsverhältnisse sahen wir, daß wir es mit Litoralbildungen zu tun haben. Dem entspricht aber in mehr oder weniger unmittelbarer Nähe ein Festland, das immerhin eine erhebliche Fläche eingenommen haben muß. Denn die in den entsprechenden karbonischen Schich-

ten abgelagerten Sedimente erreichen ein beträchtliches Ausmaß. Es kann sich also nicht um eine submarine Schwelle handeln, die der submarinen Abtragung verfallen ist, sie würde nicht so viel Material geliefert haben.

Kann nun dieses Festland südlich des Osnabrücker Karbons gelegen haben? Aus Tiefbohrungen wissen wir bereits, daß das Ruhrkarbon sich bis nach Münster erstreckt. Von hier bis zum Osnabrücker Gebiet haben wir zwar noch keine sichere Kunde, ob im tieferen Untergrund noch das Steinkohlengebirge vorhanden ist. Aber nach der allgemeinen und sicherlich auch mit Recht vertretenen Ansicht nimmt man an, daß das Osnabrücker Karbon organisch mit dem Ruhrkarbon in Zusammenhang steht. Läge nun das alte, von uns geforderte Massiv im Süden, so müßten die Gerölle über das gesamte heutige Ruhr- und Münstergebiet hinweggegangen sein, um hier oben im Norden abgelagert zu werden. Dem widersprechen aber einmal die oben mitgeteilten Klein-Lagerungsverhältnisse, die unbedingt auf Litoralfazies hinweisen. Der Abstand von Hinterland zum Sedimentationsgebiet wäre zu groß, der Weg von Heimatgebiet zum Sedimentationsort zu weit. Ferner widerspricht dem die Größe der einzelnen Gerölle. Es wäre doch höchst eigenartig, wenn ausgerechnet an der am weitesten entfernten Stelle die gröbsten Gerölle lagern, während in den Konglomeraten des Ruhrkarbons, das dann dem Festland näher gelegen war, nicht annähernd solche groben Konglomerate, dazu in solcher Anzahl, vorhanden sind. Es wäre ja vielleicht noch die Vorstellung berechtigt, daß die Gerölle dem südlich bereits in Faltung begriffenen Karbon entnommen wären, daß sie also umgelagerte Karbonsedimente wären. Diese Annahme ist aber unhaltbar, da die Gerölle keineswegs auf Karbon hinweisen, und der Anteil der Quarzite und Lydite viel zu groß ist, die sicherlich nicht aus dem Oberkarbon stammen. Dadurch kommt nur ein Transport von einem nördlich gelegenen alten Massiv in Frage.

Weiterhin ergibt sich dieselbe Frage, die BORN (1927) für das Ruhrkarbon gestellt hat: woher stammen die Feldspatkomponenten? Mit Recht erweist BORN die Unmöglichkeit ihrer Ableitung aus dem Süden. Dasselbe gilt auch für das Osnabrücker Karbon. Auffallend ist ja wohl, daß der prozentuale Anteil der Feldspäte — ob frisch oder verwittert, bleibt gleichgültig — wenigstens in den Ibbenbürener und Piesbergschichten bedeutend geringer ist als im Ruhrkarbon. Aber hieraus die Folgerung ziehen zu wollen: im S größere Mengen Feldspat, im N weniger, also Transportrichtung von S nach N, mithin lieferndes Festland im S, scheint mir unberechtigt zu sein, schon aus dem Grunde, weil wir im südlichen Festland kein kristallines Massiv kennen, das derartige Mengen von Feldspat liefern konnte, wie BORN näher ausführt. Auf Grund dieser Erwägungen wird man also zu der Annahme gezwungen, daß im Norden der Osnabrücker Karbonvorkommen ein altes Massiv gelagert haben muß, das Heimatland und Lieferant jener Konglomerate, konglomeratischen Sandsteine und Sandsteine gewesen ist, die wir heute als Ibbenbürener und Piesbergschichten kennen.

Nur eine Möglichkeit wäre noch gegeben: zwischen Münster etwa und dem Osninggebiet könnte ein altes Massiv begraben liegen. Aber hierfür haben wir nicht die geringste Andeutung, auch nicht geophysikalischer Natur, die hierzu berechtigen würde. Der Anstieg zu einem magnetischen Maximum in dieser Gegend, wie KAISER es in seiner Karte (1930) verzeichnet, beruht nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. REICH auf Unstimmigkeiten beim Anschluß der KAISER'schen Vermessung an die Vermessung I. Ordg.

(Fehler der Verm. I. Ordg.?). Weiter widerspricht dem die allgemeine Auffassung einer kontinuierlichen Fortsetzung des Karbons im Untergrund dieser Gegend. Es wäre daher eine gewagte Hypothese, hier ein altes Gebirge oder einen Gebirgsrumpf zu konstruieren.

Wir kommen also bisher zu folgendem Ergebnis: im Norden der Osnabrücker Karbonvorkommen, noch ungewiß ob mit östlicher oder westlicher Tendenz, muß in nicht allzu weiter Entfernung ein sich in tektonischer Unruhe befindliches älteres Massiv gelegen haben, das als Mutterland die klastischen Sedimente der Ibbenbürener und Piesbergschichten geliefert hat.

IV. Paläogeographische Folgerungen

In den beiden Abschnitten über die Petrographie der Gerölle und die Klein-Lagerungsverhältnisse wurden bereits die Schlußfolgerungen gezogen, die sich aus den jeweiligen Tatsachen ergaben. Die Untersuchung der Geröllkomponenten ließ keinerlei Schluß auf die Heimat zu. Selbst die Frage nach dem Alter ihrer primären Lagerstätte muß offen bleiben, wenn auch die Lydite auf kulmisches Alter hinweisen. Kristalline Gerölle sind zwar bisher aus dem Osnabrücker Karbon völlig unbekannt, aber die vielen, wenn auch zersetzten Feldspäte weisen darauf hin, daß im Hinterland unbedingt größere Gebiete mit entblößten kristallinen Massiven vorhanden gewesen sein müssen.

Die Betrachtung der Klein-Lagerungsverhältnisse führte uns erheblich weiter. Auf Grund verschiedener Überlegungen ergab sich die Notwendigkeit, im Norden der Osnabrücker Karbonvorkommen ein altes Festland zu fordern, das die ganzen klastischen Sedimente lieferte.

Wie paßt sich nun dieses Massiv in den Rahmen unserer bisherigen Anschauungen über die Paläogeographie des Oberkarbons ein?

Bis vor einigen Jahren galt es mehr oder weniger als selbstverständlich, daß die in dem karbonischen Geosynklinaltrog, der subvariszischen Saumtiefe sich sammelnden Sedimente der Abtragungsschutt des südlich vorgelagerten Rheinischen Schiefergebirges seien, die „Molasse des älteren Variszischen Gebirges" (Stille, 1928, S. 702). Veranlaßt durch den Fund eines Gneisgerölles in dem Königsborner Konglomerat des Ruhrkarbons schrieb Bärtling 1923, nachdem er eine Herkunft dieses Gerölles aus den kristallinen Gebieten Süddeutschlands auch für möglich hält: „Ebenso gut ist es aber auch denkbar, daß die Heimat dieses eigenartigen Gerölls im Norden im tieferen Untergrunde des deutschen Flachlandes an der Ostsee zu suchen ist" (S. 24). Nach Kukuk (1924, S. 1174) kommt „als Lieferungsgebiet der Gesteinsbestandteile (für das Ruhrkarbon) in erster Linie das im Süden gelegene, an Quarziten, Kieselschiefern, Grauwacken, Tonschiefern und Toneisensteinen von unterkarbonisch-devonisch-silurischem Alter bestehende variszische Gebirge (Rheinisches Schiefergebirge) in Frage". Auffallend sei allerdings der große Feldspatgehalt und das fast völlige Fehlen von Kalkgeröllen, die in der vermuteten Heimat der Gerölle doch sehr häufig seien. Er erklärt dies durch Zertrümmerung und chemische Auflösung auf dem langen Wege bis zur Ablagerungsstätte. Born (1927) hat wohl zum erstenmal die Frage nach der Herkunft der kristallinen Komponenten des rheinischen Oberkarbons eingehender untersucht. Er geht aus von dem massenhaften Auftreten der Feldspäte in den Sandsteinen und

Konglomeraten, einer an sich ja schon lange bekannten Tatsache. Die beiden Möglichkeiten, entweder 1. die kristallinen Komponenten aus den Gesteinen des variszischen Faltengürtels abzuleiten oder 2. direkt oder indirekt auf dem Umweg über andere Sedimente dem kristallinen Hinterland des Faltengürtels (Spessart, Odenwald, Schwarzwald) zu entnehmen, erweist er als unhaltbar. „So ergibt sich bei allen Annahmen die Unmöglichkeit der Ableitung der kristallinen Komponenten aus dem S, und es bleibt lediglich die Möglichkeit einer Herkunft aus dem N, aus einem nördlichen kristallinen Vorland des variszischen Bogens, wobei allein schon — wenigstens für die Zeit des Unterkarbons — aus der Größe der Komponenten der Schluß auf nicht allzu große Entfernung des kristallinen Gebietes gezogen werden muß" (S. 107).

Wenn man diesen Ausführungen BORN's auch durchaus zustimmen muß, so bleibt doch die Frage, ob auch alle übrigen klastischen Bestandteile der Ruhrkarbon-Konglomerate aus dem Norden stammen, noch ungeklärt. Das Abklingen der dortigen einzelnen Konglomeratlagen nach Westen oder Osten deutet doch immerhin stark auf deltaartige Bildungen, also auf Zufuhr aus dem Süden. Ich wage diese Frage nicht zu entscheiden, es fehlen noch die nötigen Unterlagen. Hier können nur systematische Aufsammlungen in jedem einzelnen Konglomerat über seine ganze Erstreckung hin, über und unter Tage, zu einem erfolgversprechenden Resultat führen.

BORN erweitert dann noch seine Betrachtungen auf das Oberkarbon in Belgien, Nordfrankreich und England und kommt zu denselben Feststellungen, daß auch in diesem oberkarbonen Sedimentationsbereich die kristallinen Komponenten, wie die einzelnen Autoren der dortigen Gebiete angeben, aus einem nördlich resp. nordöstlich gelegenen Mutterlande entstammen müssen.

Wie BORN für die kristallinen Komponenten des Ruhrkarbons eine nördliche Heimat verlangt, so kommen wir auf Grund unserer Untersuchungen im Osnabrücker Karbon zu dem Ergebnis, daß hier alle Geröllkomponenten aus einem nördlich gelegenen Mutterland herzuleiten sind. Zwar ist es durch die starke diluviale Zudeckung des norddeutschen Flachlandes zunächst nicht möglich, auch nur in etwa die Lage dieses alten Festlandes näher zu bestimmen. Da bieten jedoch die in den letzten Jahren ausgeführten geophysikalischen Untersuchungen in Norddeutschland ein ausgezeichnetes Mittel, den jetzt verhüllten Untergrund zu erkennen.

Die neuen magnetischen Messungen von A. KAISER (1930) behandeln gerade das Gebiet, das für uns in Frage kommt. Nördlich der Linie Osnabrück—Ibbenbüren stellt er eine starke positive, magnetische Anomalie fest, die im Gebiet von Seeste—Neuenkirchen ihr Maximum erreicht. Dieser kristalline Untergrund muß aber „in der Hauptsache schon in vorsaxonischer Zeit aufgestiegen sein", weil sonst das Zentrum der Anomalie über dem Piesberg, Hüggel und namentlich über der Ibbenbürener Bergplatte liegen müßte. Wir dürfen also wohl annehmen, daß es sich hier um ein schon sehr altes Massiv handelt. KAISER (S. 20) möchte es als „die nordwestlichsten ‚vorgeschobenen Fühler' der ‚herzynisch-böhmischen Masse' (STILLE) und ‚zum Rahmen des tiefliegenden, norddeutschen Faltungsgebietes' (KOSSMAT) gehörig ansehen".

Hiermit gewinnen wir einen deutlichen Anhalt, wo wir unser postuliertes Massiv zu suchen haben. Es soll aber damit nicht gesagt werden, daß ausgesprochen dieses von KAISER vermessene Massiv der Lieferant der Geröllkomponenten gewesen ist. Es läßt sich durchaus als ein Teil eines größeren zusammenhängenden Gebietes kristalliner Gesteine auffassen.

Auf Grund der Suszeptibilitätsgröße nimmt Kaiser ein basisches Eruptivgestein, einen magnetitreichen Granit oder ein metamorphes Gestein an. Wir setzten wegen der relativ vielen Feldspäte in den Sandsteinen und Konglomeraten ein granitisches Gestein voraus. Nun aber braucht ein granitisches Massiv, das unter anderen Schichten heute bedeckt ist, keine magnetische Anomalie zu zeigen. Als Beispiel hierfür sei der Brocken angeführt, dessen Gebiet von Reich (1929) untersucht wurde. Der Kerngranit und jedenfalls auch der größte Teil der Randgranite ist schwachmagnetisch, dagegen weisen die basischen Randgesteine sehr starke Anomalien auf. Ähnliche Verhältnisse können wir auch in unserem Gebiete haben, so daß mithin das eigentliche granitische Festland noch etwas weiter nördlich hinter dem von Kaiser umgrenzten Bereich liegt. Ferner kommt noch hinzu, daß sich das Kaiser'sche Massiv durch die magnetische Inklination noch um einen gewissen Betrag nach Norden verschiebt, der aber von den Dimensionen des Massivs selber abhängig ist. Man darf hierfür wohl den Betrag von 1—2 km einsetzen.

Natürlich bestand dieses Hinterland nicht nur aus kristallinen Gesteinen, es wird von einem Sedimentmantel umfaßt oder zum Teil wohl auch bedeckt gewesen sein. Denn die Lydite und Quarzite entstammen ja auch diesem Gebiet. Deren Alter läßt sich solange nicht bestimmen, als wir in den Geröllen selber keine kennzeichnenden Fossilien finden.

Bei der Annahme, die wir oben machten, daß das granitische Hinterland mit seinem Sedimentgürtel noch nördlicher liegt als das Kaiser'sche Massiv, können wir es auch verstehen, daß noch in der Nähe seines Anomalienmaximums Karbon auftritt, wie es durch die Tiefbohrungen Limbergen I und II bekannt ist. Hier wurden in 158 bzw. in 122 m Tiefe nach den Angaben von Haack die tauben Partien der Piesbergschichten angetroffen und bei 792 bzw. 778 m die nämlichen Schichten noch nicht durchteuft. Aber wegen der starken Anomalie ist es doch sehr fraglich, ob nicht schon bald der kristalline Untergrund angetroffen worden wäre, m. a. W.: die Anomalie macht es sehr wahrscheinlich, daß die Karbonschichten auf dem eingemessenen Massiv nicht die Mächtigkeit erreichen, wie wir sie von den zutage tretenden südlicheren Karbonvorkommen kennen. Es gehört zum Wesen einer Geosynklinale, — und eine solche ist ja der Karbontrog — daß sie Vortiefen vor den Gebirgen bildet, deren Verwitterungsschutt sie aufnehmen, bis sie selbst durch eine neue Orogenese dem Lande angegliedert werden. Geosynklinalen wandern also. Somit kann erst im Verlaufe des späteren Oberkarbons das Kaiser'sche Massiv in den Senkungsbereich des Geosynklinaltroges geraten sein. Während das Vorland damit selber in das Sedimentationsgebiet einbezogen wird, bleibt das eigentliche Hinterland, der Hauptlieferant, Festland.

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Reich haben neueste, noch nicht veröffentlichte magnetische Messungen im Gebiet von Bentheim — Rheine Ergebnisse gezeitigt, die ebenso wie die Kaiserschen Messungen zu dem Schluß zwingen, daß hier kristalline Massive unter der Norddeutschen Tiefebene liegen. Diese Gebilde mit ihrem Sedimentmantel werden es also gewesen sein müssen, die im Zusammenhang mit dem Massiv von Kaiser als Heimatgebiet der klastischen Komponenten des Osnabrücker Karbons anzusehen sind.

Eine auch für die Praxis sehr wichtige Folgerung ergibt sich hieraus, daß man nach Norden nicht mit einer großen Karbonmächtigkeit rechnen kann,

daß vielmehr das Karbon wahrscheinlich sogar mehr oder weniger auskeilt und verschwindet. Dem widerspricht auch durchaus nicht die Karbonmächtigkeit, die GOTHAN-HAACK (1924) bei Ibbenbüren noch mit rd. 3000 m berechnen. Hieraus glauben zwar beide Autoren den Schluß ziehen zu können, „daß sich die ursprünglichen Ränder des großen Sammeltroges, in dem das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge zur Ablagerung gekommen ist, von Osnabrück noch weit entfernt halten, im Untergrunde also möglicherweise noch weithin mit flözführendem Karbon zu rechnen sein wird, allerdings in so großen Tiefen, daß es vorläufig wohl keine praktische Bedeutung haben wird". Die Möglichkeit einer rein östlichen Fortsetzung mag zugegeben werden, wie sie weiter südlich ja auch durch die neuen Bohrungen bei Lippspringe und Detmold sich erwiesen hat (STILLE, 1926, WEISE, 1927). Aber die sedimentpetrographischen Untersuchungen im Zusammenhang mit den magnetischen Ergebnissen machen doch eine weitere Erstreckung in größerer Mächtigkeit nach Norden sehr unwahrscheinlich.

Wie LEUCHS (1927) sehr eingehend dargelegt hat, brauchen Geosynklinalen durchaus nicht sehr tief gewesen zu sein. „Sie können sogar im Gegenteil meist seicht sein, und was wir an fossilen Geosynklinalen kennen, beweist durchaus die geringe Tiefe dieser Meeresbecken" (S. 285). Über die flache Meeresbedeckung des Oberkarbontroges besteht ja auch keine Meinungsverschiedenheit. Er setzt nur einen ständig sinkenden Raum voraus, dem andererseits ein sich ständig hebendes Festland die Erosionsprodukte liefert. Aber deswegen kann der Übergang von Festland zu Geosynklinaltrog doch verhältnismäßig sehr schnell vor sich gehen, ohne daß eine breite überleitende Zwischenzone eingeschaltet ist, so daß also heute altes Massiv und Sedimente des Geosynklinaltroges relativ nahe aneinanderliegen, wie wir es in unserem Falle haben.

Paläogeographisch gesehen, entsendet der nordatlantische Kontinent einen Ausläufer nach Süden, dessen Umrißformen natürlich sehr schwer anzugeben sind. BORN macht schon darauf aufmerksam, daß sich hier vielleicht wieder die von POMPECKJ für das Kambrium postulierte Jütische Insel resp. Halbinsel bemerkbar macht. An den Trog im Süden schließt sich eine Hebungszone im Norden an, so daß „im Verlaufe der Unterkarbonzeit etwa am Südrand des großen Nordkontinentes entweder kristallines Gebiet durch Aufpressung von Kernen aufgetaucht oder durch Abtragung von sedimentärem Deckgebirge entblößt worden" ist (S. 110).

In diesem Zusammenhange sei auf die Ergebnisse von JOCHMUS-STÖCKE (1929) nochmals hingewiesen. Er leitet die Kulmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges von einem Hochgebiet ab, das heute etwa auf halbem Wege zum Harz in der Gegend von Kassel—Göttingen liegt und das nach seiner Zeichnung (Fig. 2, S. 1032) sich allmählich in nordwestlicher Richtung mit dem nordatlantischen Kontinent verbindet. Wenn es sich hier auch um stratigraphisch viel tiefere Schichten handelt, die man nicht so ohne weiteres vergleichen kann, so ist es doch interessant und wichtig, daß auch er ein im Nordosten vorgelagertes Abtragungsgebiet annimmt, das mit dem nordischen Festland in Verbindung steht. Mag dieses Hochgebiet auch zeitweise wieder bedeckt gewesen sein, so kann es sich dennoch im höheren Karbon wiederum herausgehoben und mit seiner nördlichen Fortsetzung als Lieferant gewirkt haben.

Wir kommen also zu dem Schlußergebnis: die Konglomeratkomponenten des Osnabrücker Karbons entstammen nicht dem

Rheinischen Schiefergebirge, vielmehr einem nördlich vorgelagerten alten Festland, das vielleicht als der nördliche Rahmen der Karbonfaltung anzusehen ist und dessen geographische Lage sich in großen Zügen aus den magnetischen Messungen ergibt.

Zusammenfassung

Nach einer stratigraphischen Übersicht über das Osnabrücker Karbon werden zunächst die Sandsteine und Konglomerate petrographisch untersucht.

Die Konglomeratkomponenten sind: Quarz, Quarzite, Lydite und kieselige Schiefer, Eisenkiesel, Kohlenstückchen und Schieferbruchstücke. Die hellgrauen oder hellgrünen, scheinbaren Schiefergerölle sind ebenfalls Lydite oder kieselige Schiefer, die als „helle Lydite" oder „helle kieselige Schiefer" bezeichnet werden. Die Heimat der Gerölle läßt sich nicht bestimmen, da typische Gerölle, namentlich kristalline Komponenten, völlig fehlen.

Die Rotfärbung mancher Schichten ist durch aride Verwitterung des Hinterlandes bedingt, der eine Rötung der Schichten in der Sammelmulde entspricht.

Eine eingehende Darlegung der Klein-Lagerungsverhältnisse weist die Natur eines Teiles der Sedimente als Litoral- und Seichtwasserbildungen nach.

Die meisten Konglomeratlagen sind als Fanglomerate, die vielfachen Rinnen als Bildungen einer breiten Flachküste zu erklären.

Hieraus ergibt sich die Notwendigkeit, daß der Materiallieferant ein im Norden gelegenes Festland bildet. Zufuhr von Süden ist unmöglich.

Zum Schlusse werden die paläogeographischen Verhältnisse eingehend dargelegt. Auf Grund der magnetischen Messungen von Kaiser und der noch unveröffentlichten von Reich gewinnt man einen näheren Anhaltspunkt für die Lage des alten Massivs, das als Ausläufer mit dem nordatlantischen Kontinent, vielleicht auch mit der alten Pompeckj'schen Schwelle in Zusammenhang stehen muß.

Literaturverzeichnis

Andrée, K.: Geologie des Meeresbodens. **2**. — Leipzig 1920.

Bärtling, R.: Erläuterungen zu Blatt Essen. — Berlin 1923.

Becksmann, E.: Geologische Untersuchungen an jungpalaeozoischen und tertiären Landoberflächen. — N. Jb. Min., B.-Bd., **64**, Abt. B, S. 79—146, Stuttgart 1930.

Bode, H.: Palaeobotanisch-stratigraphische Studien im Ibbenbürener Carbon. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **106**, Berlin 1927.

Börger, H.: Untersuchung der tektonischen Verhältnisse in der Umgebung von Ibbenbüren unter besonderer Berücksichtigung der Gesteinsklüfte. — Dies. Jb. 1928, **49**, II, S. 801—838, Berlin 1929.

Born, A.: Die Herkunft der kristallinen Komponenten des rheinischen Obercarbon. — N. Jb. Min., B.-Bd., **58**, Abt. B., S. 101—112, Stuttgart 1927.

Correns, C. W.: Beiträge zur Petrographie und Genese der Lydite (Kieselschiefer). — Mitt. Abt. Gesteins-, Erz-, Kohle- und Salzuntersuchungen, **1**, S. 18—38, Berlin 1926.

Cremer, L.: Die Steinkohlenvorkommnisse von Ibbenbüren und Osnabrück und ihr Verhältnis zur Rhein.-Westf. Steinkohlenablagerung. — Glückauf, **31**, S. 129—133, 147—149, Essen 1895.

Gothan, W.: Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon. — Glückauf, **61**, S. 777—778, Essen 1925.

Gothan, W. & Haack, W.: Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon. — Glückauf, **60**, S. 535—541, Essen 1924.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

HAACK, W.: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. — Dies. Jb. 1908, **29**, I, S. 458—531, Berlin 1908.
—: Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. — Z. deutsch. geol. Ges., **76**, Mon.-Ber., S. 33—52, Berlin 1924.
—: Erläuterungen zu einer Strukturkarte des Osnabrücker Landes. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, S. 166—171, Berlin 1925.
HAARMANN, E.: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. — Dies. Jb. 1909, **30**, I, S. 1—58, Berlin 1909. — [1909 a].
—: Über den Piesberg-Sattel bei Osnabrück. — Z. deutsch. geol. Ges., **61**, Mon.-Ber., S. 170—174, Berlin 1909. — [1909 b].
—: Excursionen nach dem Hüggel und dem Piesberg bei Osnabrück. — Jb. niedersächs. geol. Ver., **2**, S. XVI—XIX, Hannover 1909. — [1909 c].
—: Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel". — BRANCA-Festschrift, S. 324 bis 372, Berlin 1914. — [1914 a].
—: Über den geologischen Bau Nordwestdeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **66**, Mon.-Ber., S. 354—361, Berlin 1914. — [1914 b].
HARRASSOWITZ, H.: Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Berlin 1926.
HOERNECKE, F.: Die Lagerungsverhältnisse des Carbons und Zechsteins an der Ibbenbürener Bergplatte. — Diss. Gießen, Halle 1900.
JOCHMUS-STÖCKE, K.: Die Culmkonglomerate am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Dies. Jb. 1928, **49**, II, S. 1003—1036, Berlin 1929.
KAISER, A.: Magnetische Messungen in Nordwestdeutschland. — Beitr. physik. Erf. Erdrinde, **2**, Berlin 1930.
KAISER, E.: Die Diamantenwüste Südwest-Afrikas. — Berlin 1928.
—: Über Fanglomerate, besonders im Ebrobecken. — Sber. bayr. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt. f. 1927, S. 17—28, München 1927.
KINDERMANN, K.: Neue Aufschlüsse im Ibbenbürener Steinkohlengebirge. — Glückauf, **56**, S. 1017—1019, Essen 1920.
KUKUK, P.: Das Nebengestein der Steinkohlenflöze im Ruhrbezirk. — Glückauf, **60**, S. 1139—1144, 1167—1175, 1201—1208, Essen 1924.
—: Stratigraphie und Tektonik der rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerung. — Congrès Heerlen 1927, S. 407—451, Heerlen 1927.
LEUCHS, K.: Tiefseegräben und Geosynklinalen. — N. Jb. Min., B.-Bd., **58**, Abt. B., S. 273—294, Stuttgart 1927.
OBERSTE-BRINK & BÄRTLING: Gliederung des Produktiven Karbons und einheitliche Flözbenennung im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 321—347, Berlin 1930.
REICH, H.: Magnetische Messungen im Harz. — Sber. preuß. geol. L.-A., **4**, S. 25—28, Berlin 1929.
STILLE, H.: Über die nordöstliche Fortsetzung der westfälischen Steinkohlenformation. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1926, S. 212—228, 1926.
—: Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variscischen Tektonik. — Congrès Heerlen 1927, S. 697—730, Heerlen 1927.
STUTZER, O.: Die Bedeutung der roten und grauen Gesteine im Schichtprofil der Steinkohlenablagerungen. — Z. prakt. Geol., **21**, S. 423—425, Berlin 1913.
—: Allgemeine Kohlengeologie. — Berlin 1923.
TIETZE, O.: Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. — Dies. Jb. 1908, **29**, II, S. 301 bis 353, Berlin 1908.
UDLUFT, H.: Die petrographischen Grundlagen für die Verwitterbarkeit der im Hoch- und Tiefbau verwandten Sandsteine Nordwestdeutschlands. — Dies. Jb. 1929, **50**, I, S. 437—503, Berlin 1930.
—: Versuch einer Charakteristik und Definition devonischer Grauwacken, Sandsteine und Quarzite. — Sber. preuß. geol. L.-A., **6**, S. 128—136, Berlin 1931.
WEITHOFER, K. A.: Die Bedeutung der roten und grauen Gesteine im Schichtprofil der Steinkohlenablagerungen. — Z. prakt. Geol., **22**, S. 33—34, Berlin 1914.
WEISE, A.: Erstreckung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges in östlicher Richtung. — Glückauf, **63**, S. 693—694, Essen 1927.

Druckfertig eingereicht am 18. April 1932
„Imprimatur" erteilt am 5. August 1932

Über das marine Mittelmiozän von Lechtingen bei Osnabrück und die Umwandlung des Keupermergels in seinem Liegenden

Von W. Haack, Berlin

(Hierzu Tafel 27 und 2 Textabbildungen)

Inhaltsverzeichnis

Seite

Einleitung 553
1. Die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen am Hofe Mosting in Lechtingen . . 556
2. Geologische Position der Bohrungen 557
3. Besprechung der Bohrungen 559
A. Alluvium 559
B. Diluvium 559
C. Miozän 559
a) Die fossilfreien hangenden Schichten 559
b) Die fossilführenden liegenden Schichten 561
c) Die Fauna und die stratigraphische Stellung des Lechtinger Miozäns 562
D. Das Liegende des Miozäns 565
E. Deutung der Umwandlung des Keupermergels 568
4. Anzeichen für eine alttertiäre Landoberfläche 570
5. Tertiäre Tektogenese im Osnabrücker Lande 570
6. Das Alter der nordnordwestlich gerichteten Störungen 572
7. Zur Frage der kaolinischen Sande 574
Zusammenfassung 574
Literatur 575

Einleitung

Während der Kartierungsarbeiten im Osnabrücker Lande habe ich im Laufe der Jahre an einer Reihe von Punkten helle, meist kaolinische Sande kennengelernt, die gewöhnlich nur als Ausfüllung von Schlotten und Dolinen in Kalken des Zechsteins und des Muschelkalkes auftreten. Sie finden sich z. B. im Zechstein des Hüggels und des Piesberges, im Wellenkalk des Westerberges und im Oberen Muschelkalk des Harderberges. Ein ganz kleines, aber wegen seiner Lage besonders wichtiges Vorkommen begegnete mir schließlich auf dem Kamme des aus Cenomankalk bestehenden Liener Berges (Blatt Lengerich). Etwas anderer Art ist das größte der mir bis jetzt bekanntgewordenen Vorkommen: In Dröper bei Ösede stehen am Nordfuße des Osnings in den großen Formsandgruben gegen 20 m helle, gelbe und grünliche, sich mehr oder minder kaolinisch anfühlende, mittelkörnige Sande mit stark ausgeprägter Kreuzschichtung an. Sie sind ebenso wie die vorher genannten Sande völlig kalkfrei. Örtlich sind sie durch Brauneisen zu festem Sandstein verkittet. Hier und da finden sich Lagen mit etwa erbsengroßen Milchquarzgeröllen. Da zu beiden Seiten des herzynisch streichenden Sandstreifens toniges Valendis auftritt und weiterhin im Streichen eine in dieses eingeschaltete Einlagerung in der Fazies des Osningsandsteins, so hatte ich zunächst mit der Möglichkeit gerechnet, daß

es sich um terrestrische Sande des Valendis handle[1]), bis ich dann später die Dolinen fand und feststellte, daß sie mit deren Inhalt wesentlich mehr gemeinsam haben als mit dem fossilführenden und auch sonst anders aussehenden Osningsandstein. Auf der geologischen Spezialkarte Blatt Iburg habe ich sie daher als in einen Graben eingebrochenes Tertiär unbestimmten Alters eingetragen.

Da nirgends auch nur die Spur von Fossilien in den Sanden vorkommt, ebensowenig andere bekannte Schichten in natürlichem Verbande mit ihnen angetroffen werden, so ist die Altersbestimmung sehr schwierig. Unter der Voraussetzung, daß sie alle eines Alters und daß sie ferner festländische Bildungen sind, kann man nur sagen, daß sie jünger als Emscher[2]) und älter als das sie stellenweise bedeckende Diluvium der Saale-Eiszeit sein müssen. Da sie aber in einer Höhenlage auftreten, die weit über derjenigen der heutigen Talsohlen liegt und der einer alten Fastebene entsprechen dürfte, so darf man sie sicherlich auch für älter als Diluvium und mindestens noch als älter denn Oberpliozän erklären. Da ferner im Oligozän und im Mittelmiozän das Meer in das Osnabrücker Bergland eingedrungen war, so bleiben schließlich drei Zeiten übrig, die für ihre Entstehung in Betracht kommen: Zunächst die Zeit zwischen Emscher und Oligozän, dann die des Untermiozäns und endlich die des Obermiozäns sowie des Unter- und Mittelpliozäns.

Eine Hoffnung nun, die Altersbestimmung durchzuführen, eröffnete sich mir, als ich wieder auf die von Haarmann (1909) herangezogene Notiz stieß, die F. Roemer (1850) über das bei einem Brunnenbau in Lechtingen am Piesberge aufgefundene marine Tertiär gegeben hatte. In seinem Liegenden habe man nämlich eine „60 Fuß mächtige, eigentümliche kieselreiche Tonschicht von weißlicher Farbe und mit zahlreichen kieseligen Konkretionen angetroffen". Diese Angabe schien sehr für eine kaolinische Bildung zu sprechen, und da inzwischen das hangende Tertiär als Mittelmiozän erkannt worden war, so hätte man wenigstens eine Begrenzung nach oben hin gehabt. Eine Bohrung aber, die auch diese weißen Ablagerungen durchteufen würde und etwa in das Oberoligozän käme, würde gestatten, das Alter sogar genau festzulegen. Sie wäre auf alle Fälle schon wertvoll gewesen, wenn sie auch nur Aufklärung über die verschollene Miozänfauna brächte, denn es war damit zu rechnen, daß diese Anklänge aufweisen würde an die des zweiten Vorkommens im Osnabrücker Berglande, das bereits Hoffmann (1826, S. 305 u. 306), später Heine (1861, S. 236—238) aus dem Schafberger Tiefen Stollen beschrieben hatten. Dessen Fauna aber, die 1910 von Wolff bestimmt worden ist, hatte sich als sehr interessante Blockstrandfauna mit mediterranen Anklängen erwiesen.

So wurde denn auf meinen Antrag hin im Herbste 1925 durch Bohrmeister Pätsch mit dem Bohrgerät der Geologischen Landesanstalt eine Bohrung beim Hofe Mosting (Blatt Rulle) an der Stelle niedergebracht, die nach allem, was damals zu erfahren war, ungefähr diejenige des von Roemer erwähnten Brunnens sein mußte (Punkt 1, Abb. 1). Dieser erwies sich aber nicht als richtig, ebensowenig Punkt 2. Erst als wir von einem hochbetagten Bauern, der den Brunnenbau noch selbst miterlebt hatte, den wahren Punkt (3) erfahren hatten,

[1]) Daß dies kein ganz abwegiger Gedanke war, zeigte sich viel später, als Bentz (1930) im preußisch-holländischen Grenzgebiet die früher als Eozän angesehenen Kuhfeld-Schichten und den Vredener Sand als limnisches Valendis erkannte.

[2]) Da dieses konkordant mit dem aufgerichteten Cenoman verbunden ist, was wahrscheinlich auch noch für das tiefere Senon gilt.

stellte sich der Erfolg, und zwar in vollem Maße, ein. Dem Charakter der Bohrung entsprechend, die im Trockenverfahren ausgeführt wurde, konnten die Proben fortlaufend und unter peinlicher Vermeidung nachträglicher Ver-



205/32

Abb. 1. Die Umgebung des Hofes Mosting in Lechtingen mit den Bohrpunkten 1—3. Die 1 und 3 verbindende Gerade bezeichnet die Linie des Profiles 1 auf Taf. 27. Bohrung 3 ist der Fundpunkt für das Mittelmiozän. Ausschnitt aus dem Meßtischblatt Rulle Nr. 1944. Maßstab 1 : 25 000.

unreinigung entnommen werden. Sie stellen also ein für die Kenntnis des Osnabrücker Tertiärs sehr wertvolles Material dar. Ich gebe zunächst die Profile.

1. Die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen am Hofe Mosting in Lechtingen

Bohrung 1

1.	—	0,3	m	dunkler humoser lehmiger Sand mit kleinen Quarzgeröllen, kalkhaltig, vielleicht aufgetragen	Alluvium
2.	—	0,8	m	gelblichgrauer lehmiger Sand mit Feuersteingeschieben, kalkfrei	Diluvium (Saale-Eiszeit)
3.	—	1,80	m	grünlichgrauer braungefleckter, ziemlich fetter Ton, kalkfrei	
4.	—	2,6	m	grünlichgrauer sandiger Geschiebemergel mit Kreidebröckchen	
5.	—	4,5	m	graugrüner toniger Geschiebemergel mit Kreidebröckchen	
6.	—	5,5	m	grauer sandiger Geschiebemergel mit Kreidebröckchen	
7.	—	8,0	m	dasselbe, z. T. etwas dunkler und mit größeren Kreidebrocken	
8.	—	11,6	m	blaugrauer, grünlichgrauer und schwach rötlicher sandiger Geschiebemergel mit vielen Brocken von grünlichem Keupermergel und schwarzem Schieferton (des Röt oder Lias?)	
9.	—	11,8	m	grauer Sand mit bis hühnereigroßen einheimischen Geschieben aus Keuper und ? Muschelkalk sowie spärlichem nordischem Material	
10.	—	12,5	m	roter Ton mit vielen Brocken von rotem, untergeordnet grüngrauem festem Keupermergel	Mittlerer Keuper, z. T. umgewandelt
11.	—	13,5	m	desgl., aber graugrüner Mergel darin vorwiegend	
12.	—	14,5	m	desgl., mit feinkristalliner hellgrünlichgrauer kalkhaltiger Konkretion	
13.	—	15,3	m	schwach grünlicher, sehr heller Ton mit einigen festen grünlichgrauen und rötlichgrauen Mergelbrocken	

Bohrung 2

1.	—	0,45	m	dunkler humoser feiner Sand	Alluvium
2.	—	0,70	m	hellgelblichgrauer mürber „Mergel", kalkfrei	Mittlerer Keuper
3.	—	2,00	m	desgl., etwas bräunlicher	
4.	—	2,7	m	desgl., fester werdend	

Bohrung 3

1.	—	0,15	m	schwach humoser lehmiger Sand und rötlichgrauer, z. T. brauner sandiger Lehm	Alluvium
2.	—	0,65	m	weißer u. rötlichgrauer feiner lehmiger Sand mit nordischen Geschieben	Diluvium (Saale-Eiszeit)
3.	—	0,80	m	dunkelgrauer lehmiger kiesiger Sand mit nordischen Geschieben	
4.	—	1,00	m	desgl., bräunlichgrau	
5.	—	1,50	m	bräunlichgrauer sandiger Geschiebelehm (bis hierhin alles kalkfrei)	
6.	—	3,00	m	grünlichgrauer braunfleckiger Geschiebemergel mit Kreidebrocken	
7.	—	4,00	m	desgl., etwas dunkler	
8.	—	4,80	m	dunkler Geschiebemergel mit vielen Keuper- und Liasbrocken	
9.	—	5,00	m	desgl., etwas sandiger	
10.	—	5,90	m	desgl., toniger	

11.	— 6,10 m	desgl., wieder sandig, darin ein Geschiebe von Beyrichienkalk, ferner grauer Steinmergel mit frischen Pyritkristallen, Faserkalk, die beiden letzteren aus dem Gipskeuper stammend	Diluvium (Saale-Eiszeit)
12.	— 9,35 m	gelblichgrauer mittelkörniger Sand mit vielen hirsekorngroßen Milchquarz- und Keupermergelgeröllchen. Nordisches sehr spärlich, kalkhaltig	
13.	— 17,20 m	gelber schwach glaukonitischer und schwach glimmeriger feiner Sand, unten mehr bräunlich, kalkfrei	Mittelmiozän? Obermiozän?
14.	— 17,30 m	dunkler hellgebänderter glimmeriger schwach toniger feiner Sand, kalkfrei	
15.	— 21,00 m	graugelblicher glimmeriger feiner Sand, Glaukonit sehr spärlich, kalkfrei	
16.	— 25,00 m	dunkelgrauer feinsandiger schwach glimmeriger Ton bis toniger Feinsand, kalkfrei	
17.	— 26,00 m	hellgrauer feiner Sand mit groben Glaukonitkörnern, kalkfrei	
18.	— 30,50 m	fast schwarzer glimmeriger toniger Feinsand, „Glimmerton" mit ? Grabgängen und einzelnen Muschelresten, schwach kalkig	Mittelmiozän Hemmoorer Stufe
19.	— 31,00 m	desgl., mit vereinzelten hirsekorngroßen grünlichen Keupermergelgeröllchen, kalkhaltig	
20.	— 32,20 m	„Glimmerton", wie oben, in der unteren Hälfte mit hellen Streifen, kalkhaltig	
21.	— 32,90 m	„Glimmerton" mit spärlichen Keupermergelgeröllen und ziemlich vielen Molluskenresten, kalkhaltig	
22.	— 33,22 m	dunkelgrauer sehr fossilreicher Feinsand bis Sand mit vielen Geröllen von Keupermergel und Liasgeoden. Näheres s. Text, kalkhaltig	
23.	— 38,65 m	fast weißer, ins Grünliche spielender sich kaolinisch anfühlender plastischer Tonmergel, hier und da mit sehr frischen Pyritpentagondodekaedern, zwischen 36,45 und 36,65 m mit rötlichen Streifen,	Umgewandelter Keupermergel
24.	— 38,80 m	desgl., aber mit vielen z. T. konkretionären kalkig-kieseligen Einschlüssen, darin Pyritkristalle	
25.	— 44,75 m	wie 23, z. T. mit vielen dolomitisch-kieseligen Konkretionen	
26.	— 46,25 m	heller plastischer Tonmergel, bei 45,25 schwach rötliche Streifen	
27.	— 49,80 m	wie 25	
28.	— 51,54 m	fester hellgrünlichgrauer Keupermergel mit dolomitisch-kieseligen Konkretionen	Untere bunte Mergel, graue Abteilung, des Mittleren Keupers

2. Geologische Position der Bohrungen

Ehe ich nun die Einzelheiten des Profils beschreibe, möchte ich zunächst die geologischen Verhältnisse der näheren Umgebung schildern. Hierbei muß ich mich, da die geologische Spezialkartierung des Blattes Rulle noch nicht begonnen worden ist und ich selbst nur kleine Begehungen der Umgebung aus-

führen konnte, zur Hauptsache auf die Schilderung des Gebietes stützen, die Haarmann (1909) gibt.

Der die ganze dortige Landschaft beherrschende Piesberg besteht aus den Piesberg-Schichten, den jüngsten des Osnabrücker Karbons. Sie sind zu einem normalen Ost—West streichenden Sattel aufgewölbt, der von Zechstein und Trias umgeben wird. Im Osten wird der Sattel durch einen bedeutenden Sprung abgeschnitten, vermittels dessen sich Buntsandstein neben das Karbon legt. Der Sprung verläuft in jener spießeckig zur herzynischen Streichrichtung der Piesbergachse gestellten Nordnordwestrichtung[3]), die, wie ich früher betonte (Haack, 1925), vielfach im Osnabrücker Lande wiederkehrt und gelegentlich zur Faltenvergitterung führt.

Auf der Skizze (Tafel 27) habe ich die Verwerfung im Norden in gleicher Richtung weiterlaufen lassen, denn dafür sprechen zum mindesten die orographischen Verhältnisse. Haarmann läßt sie mit ziemlich scharfer Abbiegung zur „Nassen Heide" hin weiterziehen, weil die Wasserentziehung durch den ehemaligen Bergbau am Piesberge darauf hinwies. Diese ließe sich aber auch dann erklären, wenn es sich nur um eine Abzweigung von der Hauptspalte handeln würde. Im Süden mag die Verwerfung mit der Störung zusammenhängen, welche den Westerberg und den Gertrudenberg voneinander trennt und welche die Hase benutzt. Östlich der Verwerfung verläuft die Piesberg-Achse in Triasschichten weiter, jedoch nicht so, daß die Sattelung nun einfach fortsetzt, sondern so, daß zunächst die Schichten die Nordnordwest-Richtung der Verwerfung beibehalten und erst in einiger Entfernung dann die alte Hauptstreichrichtung wieder zum Durchbruch kommt. Auch weiter im Osten, am Tertiäreinbruch von Astrup, tritt die Egge-Richtung wieder auf. Wenigstens kann man die das Tertiär im Osten begrenzende Verwerfung hierher rechnen.

Das Lechtinger Miozän liegt nun in einer eigenartigen, etwa vierseitig umgrenzten Senke[4]), gerade in jener nordnordwestlich streichenden Zone, welche die östliche Randverwerfung des Piesberges begleitet und mit deren Vorhandensein gewiß auch dieser Tertiäreinbruch in Zusammenhang steht.

An der wiesenbedeckten Oberfläche steht Alluvium an, darunter folgt, wie die Bohrungen 1 und 3 zeigen, Diluvium, das am Fuße der umgebenden Höhen zutage geht. Diese selbst bestehen aus verschiedenen mehr oder minder stark gestörten Triasschichten. So steht südöstlich des Hofes Mosting Wellenkalk an, wenig weiter nach Ost und auch noch südlich der Senke nach Haarmann Unterer Keuper. Der Nordnordwest streichende Rücken im Osten besteht am Westhang aus westlich fallendem Rät, unter welchem nach Osten zu der Mittlere Keuper auftaucht. Was unter dem Diluvium der nördlichen Umrandung ansteht, ist nicht bekannt. Im Westen endlich folgt bald jenseits der Straße nach Wallenhorst Buntsandstein. Diesem wie auch der Trias des Südrandes gegenüber erscheint das Innere des Beckens, auch wenn wir vom Miozän absehen, gesunken, weil wenigstens in den drei Bohrungen Mittlerer Keuper den tieferen Untergrund bildet (Profil 1 auf Tafel 27).

---

[3]) In dem unten folgenden Abschnitt über das Alter dieser Störungen wird sie als „Egge-Richtung" bezeichnet.

[4]) Die Senke erscheint auf dem Meßtischblatt sogar als nur künstlich entwässertes abflußloses Becken. Da aber in der Nähe ehemals eine Ziegelei vorhanden war, mag dies eine durch den Menschen hervorgerufene Erscheinung sein. Doch wäre jugendliches Nachsinken nicht ganz von der Hand zu weisen.

3. Besprechung der Bohrungen

A. Alluvium

Zu diesem sind die obersten, z. T. humosen Bildungen zu rechnen, die aus eisenschüssigen und lehmigen Sanden sowie sandigem Lehm bestehen.

B. Diluvium

Dieses fehlt in Bohrung 2, wo gleich Keuper folgt. In den beiden anderen beginnt es unter etwas Sand mit typischem, 6—10 m mächtigem Geschiebemergel von wechselnder Farbe und Geschiebeführung. Er ist in den höheren Teilen durch weiche Geschiebe von Schreibkreide ausgezeichnet, die man über Tage nirgends zu finden pflegt. Im unteren Teil führt die Grundmoräne viele einheimische Geschiebe von Keupermergel und dunklem Schieferton, der wohl meist dem Lias, z. T. aber vielleicht auch dem Rät entstammt.

In Bohrung 1 schiebt sich zwischen Sand und Geschiebelehm eine 1 m mächtige, grünlichgraue Tonbank, deren Alter nicht ohne weiteres bestimmt werden kann. Ich stelle sie aber zum Diluvium, weil ich ähnliche — schneckenführende — Tone, jedoch in bedeutend größerer Mächtigkeit, in dem Becken von Habichtswald südlich von Lotte auf Blatt Hasbergen kennengelernt habe, die offensichtlich diluvial sind, ohne daß ich allerdings schon jetzt ihr genaues Alter angeben könnte.

Im Liegenden der Grundmoräne treten sandigkiesige Bildungen auf. Sie führen nur sehr wenig nordisches Material. In Bohrung 3 fallen die zahlreichen kleinen Milchquarzgerölle auf. Sie können aus den Konglomeraten des Piesberg-Karbons herrühren, doch ist es auch nicht ausgeschlossen, daß sie auf jene oben erwähnten tertiären Sande unbekannten Alters zurückgehen, die gerade auch in der Nachbarschaft des Piesberges auftreten. Die diluvialen Sande sind wohl als Vorschüttungssande aufzufassen. Ihr Reichtum an einheimischen Gesteinen ist nicht weiter verwunderlich, wenn man bedenkt, daß der untere Teil der Grundmoräne ebenfalls besonders reich daran ist.

C. Miozän

a) Die fossilfreien hangenden Schichten

Während nun in Bohrung 1 jetzt älteres Gebirge, nämlich Gipskeuper folgt, gelangte Bohrung 3 in weitere mächtige, sandige Ablagerungen, die sich aber scharf von den diluvialen unterscheiden. Dies äußert sich schon darin, daß während die letzteren bis zum Schluß Kalkgehalt aufweisen, mit ihrer Oberkante dieser auf einmal aufhört. Desgleichen fehlen hier nordische Geschiebe, ja Gerölle überhaupt vollkommen. Das Korn ist durchweg fein bis sehr fein, heller Glimmer tritt auf, besonders bemerkenswert aber ist die wenn auch schwache Beimengung von Glaukonit, der, wenn er ursprünglich ist, anzeigt, daß wir hier eine marine, nicht diluviale Ablagerung vor uns haben, die, da ja im Diluvium und im Pliozän das Meer nicht weit über seine heutigen Grenzen vorgedrungen war, in diesem Falle nur miozänen Alters sein kann. Man könnte einwerfen, daß nach Stoller (1923) im Flachlande, nördlich des Wiehengebirges, glaukonitische, feine Sande verbreitet sind, die er als fluviatiles Diluvium ansieht und es sich hier auch um solche handle. In der Tat kenne ich glaukonitische Sande auch aus dem tieferen Diluvium des Hasetales. Es sind das Sande, die meist vor Eindringen des Saale-Inlandeises aus der Zerstörung tertiärer Ablagerungen hervorgegangen sind. Hier in Lechtingen

liegt die Sache aber doch anders. Schon das plötzliche Aufhören des Kalkgehaltes mit dem Ende des sicheren Diluviums deutet darauf hin, daß eine zeitliche Lücke an dieser Grenze vorhanden ist. Dies gilt auch vielleicht von den gelblichen und bräunlichen Farben. Wichtig scheint mir dann aber vor allem, daß innerhalb dieser beinahe 17 m mächtigen Sande Einlagerungen auftreten, die durch ihre dunkle Farbe und ihren Tongehalt schon sehr stark an den fossilführenden „Glimmerton" des Liegenden anklingen. Das Fehlen der Fossilien ist möglicherweise auf spätere Auslaugung zurückzuführen.

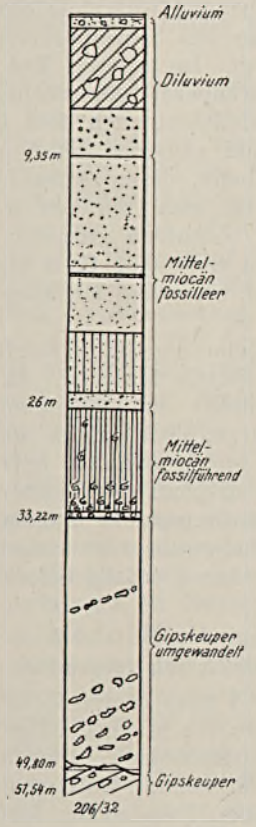


Abb. 2. Die fündige Bohrung 3. Maßstab: 1 : 500

Wichtig ist in diesem Zusammenhang ferner, daß Stille & Brinkmann mächtige, ähnliche fossilleere Sande im Hangenden des sicheren Mittelmiozäns mehrfach in ihren Bohrungen, z. B. in Nr. 16, aus Südoldenburg anführen und sie dem Mittelmiozän zurechnen. Da in unserer Bohrung der fossilführende Glimmerton des Liegenden die Hemmoorer Stufe vertritt und eine scharfe Grenze zwischen beiden Bildungen nicht bemerkbar ist, so könnten unsere fossilleeren Sande in der Tat recht wohl noch dem Mittelmiozän, und zwar der Reinbeck-Dingdener Stufe angehören. Für nicht ganz ausgeschlossen halte ich es aber auch, daß er noch in das Obermiozän reicht, nachdem Bentz (1930, S. 304) die Vermutung ausgesprochen hat, daß dies bei einem Teil des Glimmertons

von Dingden der Fall sei. Es würde dann allerdings das marine Obermiozän ganz erheblich weiter nach Süden reichen, als man bisher annehmen konnte.

b) Die fossilführenden liegenden Schichten

Von 26 bis 33,22 m, also mit nur gut 7 m Mächtigkeit, folgen nun die fossilführenden Ablagerungen, die aus fast schwarzem „Glimmerton" bestehen. Eigentlicher Tongehalt ist diesem nur in geringem Maße eigen, vielmehr ist die Ablagerung viel eher als toniger Feinsand zu betrachten. Die Färbung wird durch ziemlich reichliche organische Substanz bewirkt. Beim Schlämmen des „Tones" blieb nämlich mehrfach eine krümelige, erdige Substanz zurück, die beim Zerreiben Braunkohlenfarbe zeigte. Glüht man sie im Porzellantiegel, so setzt sich am Deckel eine bituminöse Substanz unter stark schwelkohlenartigem Geruch ab. Die Substanz verkokt und hinterläßt erst nach längerem Glühen eine hellgraue Asche. Begießt man diese mit Salzsäure, so zeigt sich scharfer Schwefelwasserstoffgeruch[5]). Es wäre wohl wert, der Frage nach der Natur der färbenden Substanz in unseren Glimmertonen noch genauer und in größerem Rahmen nachzugehen, weil sich daraus vielleicht paläogeographische Schlüsse für die betreffenden Zeiten ziehen lassen. Bei Lechtingen kann die Einschwemmung von Braunkohle ja nicht überraschen, da wir uns hier ganz nahe an der ehemaligen Küste befinden und auf dem Lande recht wohl kleine untermiozäne Braunkohlenlager vorhanden gewesen sein können.

An sonstigen Bestandteilen sind ganz spärliche, kleine graue Keupermergelgeröllchen und ebenso spärliche Glasquarz- und Glaukonitkörnchen zu erwähnen. Beide werden aber sehr reichlich an der Basis, wo sogar ein wahres Basalgeröll auftritt. Das Zwischenmittel wird hier sandiger und zugleich etwas heller. Die zahlreichen Gerölle haben Erbsen- bis Hühnereigröße, doch treten noch wesentlich größere auf, die erst durch längeres Meißeln zerstört werden konnten[6]). Die Mehrzahl der Gerölle besteht aus wenig gerundeten Brocken von teils weicheren, teils mehr steinmergelähnlichen grauen bis dunklen Keupermergeln, die der grauen Abteilung der unteren bunten Mergel des Gipskeupers entstammen. Sie sind z. T. durch Bohrmuscheln und -schwämme angebohrt. In den Löchern beobachtet man groben Glaukonit. Ferner kommt ein hellgrauer, feinkristalliner Kalksandstein mit spärlichen Pyritkriställchen vor, der auch wohl aus dem grauen Keupermergel stammt. Ein kalkig-kieseliges Gestein stimmt mit den Gipsresiduen des Mergels der gleichen Keuperstufe überein, andere Gesteine gehören dem Schilfsandsteinhorizont an. Milchquarz ist spärlich vertreten. Häufiger sind dagegen wieder kleinere, meist gut gerundete, teils dichte splitterige, teils mehr rauh brechende, dunkle, dichte Gesteine, welche offenbar von Geoden des Rät und des Lias herrühren. Außer den Geröllen fanden sich noch dunkelgraue, konkretionäre, glaukonitführende Kalksandsteinkugeln mit Einschlüssen von weißschaligen Mollusken des umhüllenden Sediments, sowie von Geröllen verschiedener Gesteine. Ich stellte

---

[5]) Tietze teilt 1912 (S. 118) Ähnliches von einem Glimmerton des mittleren Emsgebietes mit, den er darum als Braunkohlenton ansieht und S. 129 in das Untermiozän stellt. Es fragt sich doch, ob es sich hier nicht auch um Mittelmiozän handelt und die Fossilien nur ausgelaugt sind.

[6]) Ein Geröll eines hellen kalkig-kieseligen Gesteins verursachte einen Zeitverlust von mehreren Tagen, so daß der Bohrmeister glaubte, er sei auf festen Felsen gestoßen.

unter diesen grünlichgrauen Keupermergel mit Pyritpentagondodekaedern und hellgrünlichgrauen glaukonitischen Sandstein fest. Letzterer ist offenbar der Rest eines kurz vor Ablagerung der Gerölle entstandenen, wieder aufgearbeiteten Sediments.

c) Die Fauna und die stratigraphische Stellung des Lechtinger Miozäns

Zwecks Gewinnung der Fauna wurde aller gewonnener „Glimmerton" mit Ausnahme der als Belegstücke aufzubewahrenden Proben durchgeschlämmt, wobei sich zeigte, daß der Fossilreichtum vom Hangenden zum Liegenden erheblich zunimmt und etwa von 31,5 m ab die Ablagerung sowohl bezüglich der Individuen als auch bezüglich der Arten reich zu nennen ist.

In der obersten Partie, und zwar von 26 bis 27,4 m, wo der Ton mehr bräunliche Farbe hatte, zeigten sich nach dem Schlämmen nur einige wenige Reste von zerbrochenen, dünnschaligen Bivalven, die zu *Lucina* spec. und *Corbula gibba* gehören, dazu kleine *Dentalium dollfusi* und einige Foraminiferen. Etwas tiefer ist der dunkler werdende Ton dann schon ein wenig reicher, doch sind die auch wieder meist dünnschaligen Mollusken ebenfalls — wohl durch den Bohrvorgang — zerbrochen. Die Foraminiferen sind hier stärker vertreten als in der an Mollusken reichen Partie unter 31,5 m und in der Basalpartie fanden sich nur sehr wenige davon. Die kleine Einzelkoralle *Discotrochus duncani* Reuss kommt sowohl oben wie unten ziemlich häufig vor. Große Seeigelstacheln (von Cidariden?) finden sich wieder nur unten, oben nur einzelne haarförmige. Bei den Mollusken stellt man oben ein Überwiegen der Bivalven fest, unten ist es eher umgekehrt und die Schnecken herrschen vor. Die Farbe der Schalen ist hell- bis dunkelgrau. Einige Fossilien wie z. B. *Tellina postera* zeigen dunklere Farbstreifen. Die Bestimmung der Fauna hat liebenswürdigerweise Herr Dr. Staesche übernommen, der sich seit einigen Jahren mit dem norddeutschen marinen Tertiär befaßt hat. Es sei ihm auch an dieser Stelle vielmals für seine Arbeit gedankt. Da er mit der Bearbeitung der Foraminiferen erst neuerdings begonnen hat, werden hier von diesen nur die Gattungsnamen gegeben. Vielleicht ergibt sich später eine Gelegenheit, dieses Versäumnis nachzuholen. Es folge hier die Liste:

	Vorkommen in der Teufe von:[7])		
	26—31,5	31,5—32,9	32,9—33,22 m
Foraminiferen			
Aus den Gattungen *Haplophragmium, Cristellaria, Polymorphina, Spiroplecta* und *Rotalia*	+ h.		
Dentalina	+	+	+
Vaginulina obliquestriata Jones[8])			+
Korallen			
Balanophyllia sp.		+	
Sphenotrochus intermedius Münst. sp.		+	
Discotrochus duncani Reuss	+ h.	+	+
Bryozoen			
Lunulites (Discoflustrella) campanula F. A. Roem.			+
„ *(Discoflustrella) haidingeri* Reuss		+	+ h.
„ spec.	+		

[7]) + = vorhanden, h = häufig.
[8]) Von A. Franke bestimmt.

	Vorkommen in der Teufe von:[7])		
	26—31,5	31,5—32,9	32,9—33,22 m
Brachiopoden			
Terebratulina spec.		+	+
Echinodermen			
große Seeigelstacheln		+	+ h
kleine, haarförmige Seeigelstacheln	+		
Lamellibranchiaten			
Pecten spec.			+
Chama gryphina Lam.			+
Arca (Anadara) diluvii Lam.		+ h.	
„ *noae* Lam.			+
„ spec.	+	+	
Limopsis aurita Brocc.	+ h.	+ h.	+ h.
Nucula laevigata Sow.			+
„ *haesendoncki* Nyst & West.		+	
„ *nucleus* Lam.		+	
Leda (Ledina) westendorpi Nyst	+		+
„ *(Jupiteria) pygmaea* Münst.			+
Yoldia glaberrima Münst.		+	
Pteromeris orbicularis Sow.			+
Chione (Ventricoloidea) multilamella Lam.		+ h.	+
Lucina (Phacoides) borealis Lam.		+	
„ spec. Brocc.	+ h.		
Cardium (Laevicardium) cyprium		+	
Tellina postera Beyr.		+	+
Abra angulosa Ren.		+	
Corbula gibba Olivi	+	+	+ h.
„ spec.	+		
Polyplacophora			
Chitonidarum gen.		+	
Scaphopoden			
Dentalium (Antale) vitreum Schröt.	+	+	+ h.
„ *(Entalis) dollfusi* v. Koen.	+ h.		+ h.
Gastropoden			
Trochus spec.		+	
Turbo bicarinatus Phil.		+	
„ spec. Deckel		+	
Natica (Naticina) catena Da Costa			+
„ spec.	+		
Alvania partschi Hoern.			+
Turbonilla (Pyrgolampros) pseudoterebralis Sacco			+
„ spec.	+		+
Eulima eichwaldi Hoern.			+
Turritella (Haustator) triplicata Brocc	+	+	+ h.
„ spec.	+		
Acirsa (Hemiacirsa) lanceolata Brocc.		+	
Bittium spina Partsch	+	+	+ h.
Phos decussatus v. Koen			+
Merica contorta Bast.			+
Conus (Leptoconus) allionii Mich.		+	
Clavatula boreointerrupta Kautsky		+	
Pleurotoma (Hemipleurotoma) annae Hoorn & Auing.			+
Pleurotoma (Hemipleurotoma) boreoturricula Kautsky			+

	Vorkommen in der Teufe von: [7])		
	26—31,5	31,5—32,9	32,9—33,22 m
Drillia (Crassispira) obeliscus Desm. *var. borealis* Kautsky			+
Drillia (Cymatosyrinx) selenkae v. Koen			+
Ringicula (Ringiculella) auriculata Men.			+
Bulla spec.	+		
Bullinella (Cylichnina) cylindracea Penn.			+
„ „ *elongata* Eichw.			+
Volvulella acuminata Brug.			+
Actaeon semistriatus Fer.			+
Vertebraten			
Haifischzähne			+
Fischotolithen	+	+	+

Herr Dr. Staesche bemerkt hierzu: „Die Fauna ist am reichsten in den tiefsten Schichten von 32,9—33,22 m; doch weisen die höheren Teufen nicht auf einen jüngeren Horizont hin. Die Fauna ist mittelmiozän, und zwar auf Grund des Vorkommens von *Conus allionii* als unteres Mittelmiozän (Hemmoorer Stufe) anzusehen. Im übrigen bestehen Beziehungen zur gleichaltrigen Fauna von Ibbenbüren." Das interessante Vorkommen von Brachiopoden *(Terebratulina)* findet sein Gegenstück bei Langenfelde, unweit Altona, von wo Gripp (1920, S. 15) Reste von *Terebratula* und *Terebratulina* anführt.

Die Hemmoorer Stufe läge also, abgesehen vom Basalgeröll, in Glimmertonfazies vor, derselben, in welcher die 25 km nordnordwestlich von Lechtingen im Flachlande gelegenen, aber schon der Dingdener Stufe zuzurechnenden Vorkommen von Bersenbrück und Woltrup entwickelt sind. An ihnen beteiligen sich aber auch andere Ablagerungen. Unter der freundlichen Führung des Herrn Dr. Dewers sah ich, daß im tieferen Teil der in der Ziegelei Giesting bei Woltrup aufgeschlossenen Miozän-Scholle ein toniger, glaukonitischer Sand mit Phosphoritkonkretionen auftritt. Aus den von Weingärtner sowie Stille & Brinkmann mitgeteilten Bohrungen geht ebenfalls hervor, daß das fossilführende Mittelmiozän keineswegs nur aus Glimmerton besteht. Leider reichten aber die Proben bzw. die darin gefundenen Fossilien nicht aus, um eine genauere Einstufung der durchteuften Schichten durchzuführen. In der Bohrung „Osterdamme I", 3 km NW Damme in Oldenburg, welche in bezug auf das Wiehengebirge ähnlich liegt wie Bersenbrück (etwa 20 km), jedoch 15 km weiter östlich, bestehen die obersten 11 m aus glaukonitischem Sand. Es folgen

rund 34 m grauer, sandiger und fetter Ton,
6 m glaukonitischer Sand,
60 m graugrüner, sandiger Ton mit Feinsand wechsellagernd.

Aus den verhältnismäßig wenigen Fossilien ist ein Schluß auf das genauere Alter nicht zu ziehen. Angesichts der großen Mächtigkeit, die überhaupt hier im Vorlande bedeutend größer ist, darf man aber wohl mit dem Vorhandensein beider Stufen rechnen, die aber nicht in Glimmertonfazies entwickelt sind. In der 6 m mächtigen glaukonitischen Sandbank könnte man vielleicht eine Regressionsbildung sehen, welche die beiden Stufen trennt[9]). Dann wäre hier die Hemmoorer Stufe immerhin wenigstens noch tonig ausgebildet.

[9]) Im Hamburger Gebiet ist eine solche ja tatsächlich in Form limnischer Bildungen nachgewiesen (Koch & Gripp, 1920, S. 3).

Noch weiter nördlich, in der Bohrung „Goldenstedt", sind im ganzen 77,7 m Mittelmiozän aufgeschlossen, von denen mindestens die oberen rund 43 m wegen des Vorkommens von *Fusus festivus* Beyr. und *Flabellum waelii* var. *dingdenensis* Kautsky der Dingdener Stufe zuzurechnen sind. Es wird als grünlichschwarzer, sandig-glaukonitischer Glimmerton angeführt und reicht bis 96,5 m hinab, so daß vielleicht noch weitere 34,5 m, aus denen Fossilien nicht angegeben werden, hinzukommen. Die Hemmoorer Stufe würde dann, wenn sie nicht etwa fehlt, nur durch den liegenden, 0,60 m starken, „graugrünen Ton mit Milchquarzgeröllen" vertreten sein.

Im preußisch-holländischen Grenzgebiet rückt nach Bentz die Glimmertonfazies mit abnehmendem Alter immer weiter nach Norden vor und zu ähnlichen Schlüssen kommt Staesche für das Obermiozän. Ob dies auch für das Gebiet zwischen Osnabrück und Bremen gilt, kann nach den bisher vorliegenden Daten noch nicht recht beurteilt werden.

D. Das Liegende des Miozäns

Ganz wie es nach den Angaben Roemer's zu erwarten war, folgte nun unter dem schwarzen Ton des Mittelmiozäns ein fast weißer „Ton" mit kieseligen Konkretionen. Beim ersten Anblick dieses so auffälligen, im Osnabrücker, ja im ganzen nordwestfälisch-lippischen Lande, unbekannten Gesteins glaubte ich, daß sich die Vermutung, aus der heraus sich mein Plan einer Bohrung herleitete, nämlich, daß es sich hier um ein Kaolinlager oder doch um stark kaolinische Bildungen handle, auf das schönste bestätigt habe. Als sich aber beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure ergab, daß der Ton recht hohen Kalkgehalt aufweisen müßte, konnte ich diese Vermutung nicht mehr hegen, da ja die Kaolinlager gerade außerordentlich arm an Karbonaten zu sein pflegen. Auch die Prüfung daraufhin, ob etwa Schreibkreide vorläge, ergab ein negatives Resultat, denn unter dem Mikroskop zeigte sich nicht die geringste Spur organischer Substanz. Als ich nun nach Erhalten größerer Proben daranging, den Mergel zu schlämmen, ergab sich die Lösung, denn der Rückstand enthielt Bröckchen graugrünen Keupermergels sowie weiße lockere, fast schaumig aussehende, kieselige Konkretionen, die genau so in den Gipsresiduen des Mittleren Keupers auftreten. Ja, sogar einige der in diesen vorkommenden, säulenförmigen Quarzkristalle kamen zum Vorschein, weiter dichte bis feinkristalline, kalkig-dolomitisch-kieselige Gesteinsbrocken, wie sie ebenfalls in den unteren bunten Mergeln vorkommen und was noch wichtiger ist, kleine kieselige Plättchen mit, wenn auch etwas undeutlichen, Steinsalzpseudomorphosen. In manchen Proben fand sich sowohl frei wie in jenem kalkig-kieseligem Gestein frischer Schwefelkies in kleinen Pentagondodekaedern, die in einigen Fällen starke Verzerrung aufwiesen.

Die kieseligen Bestandteile nehmen im großen und ganzen nach unten hin zu. An zwei Stellen des Profils war auch eine schwache rote Streifung zu erkennen.

Nach alledem konnte es mir bald nicht mehr zweifelhaft erscheinen, daß man es hier mit einem allerdings recht ungewöhnlichen Umwandlungserzeugnis eines grauen Keupermergels zu tun hätte. In diesem Falle konnte es sich nun nur um die graue Abteilung (km1′) der unteren bunten Mergel des Gipskeupers handeln. Hierauf deutete die Farbe der Mergelbrocken hin, die rötlichen Streifen und vor allem die Steinsalzpseudomorphosen, die mir wohl aus der Stufe km1, nicht aber aus dem Steinmergelkeuper (km4) bekanntgeworden

waren (Haack, 1926). War nun diese Erkenntnis richtig, so mußte unter dem weichen Mergel schließlich fester, unveränderter Mergel folgen. Ich ließ darum die Bohrung trotz Schwierigkeiten weiterführen, bis sie bei 17 m unter dem Miozän tatsächlich den festen Mergel traf, in dem dann die Bohrung nach etwa 1,5 m gestundet wurde. Auch in diesem festen Mergel fanden sich „Gipsresiduen", Drusen, die mit feiner schaumiger Quarzmasse ausgekleidet sind.

Analyse

des Tonmergels und des Steinmergels der Bohrung Lechtingen

1—3 Salzsäureauszug. Nr. 4 Aufschluß im Rohr mit H_2SO_4 1 : 5 bei 220°

Ausgeführt von H. Pfeiffer

	1	2	3	4	5
	Fester Mergel	Tonmergel Abgeschlämmtes über 0,05 mm	Tonmergel Abgeschlämmtes unt. 0,05 mm	Tonbestimmung d. Rückst. v. Nr. 3	Kombination von 2 u. 3
Rückstand	23,57	51,47	33,89	16,03	38,46
Kieselsäure löslich .	13,32	3,46	10,15	11,16 ($Al_2O_3:SiO_2$ = 1:5,00)	8,27
Tonerde Al_2O_3 . . .	11,40	3,26	7,22	3,78	6,02
Eisenoxyd Fe_2O_3 . .	0,76	0,06	0,32		0,25
Eisenoxydul FeO . .	3,96	3,62	3,82	0,51	3,76
Phosphorsäure-Anhydrid P_2O_5 . .	0,24	0,11	0,12		0,12
Kalk CaO	10,39	15,16	9,41	Spur	12,67
Magnesia MgO . . .	15,50	7,21	15,76	0,92	13,64
Schwefel	Spur	0,40	0,10		0,17
Schwefels. SO_3 . . .	Spur	Spur	Spur		Spur
Kali K_2O	0,54	0,48	0,10	0,22	0,19
Natron Na_2O	0,35	0,60	0,26	0,64	0,34
Kohlensäure CO_2 . .	15,21	15,24	13,28		13,77
Feuchtigkeit . . .	0,61	0,37	0,24		0,27
Glühverlust	5,19	0,75	5,33		4,19
Summe	101,04	102,19	100,0		102,12

Zwecks genaueren Einblicks in das Verhältnis des plastischen Mergels zum festen Mergel, wurden auf meinen Antrag im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt von Herrn Prof. Pfeiffer mehrere Analysen ausgeführt, deren Ergebnisse in der beifolgenden Tabelle wiedergegeben sind. Vom Tonmergel ließ ich, um evtl. einen weiteren Einblick in das Wesen seiner festen Bestandteile zu erhalten, zwei Fraktionen, und zwar unter- und oberhalb 0,05 mm, untersuchen. In Kolumne 5 habe ich diese beiden nach dem Verhältnis ihrer Anteile wieder kombiniert[10]).

Man sieht, daß im großen und ganzen die Zusammensetzung ähnlich, daß insbesondere auch der Karbonatgehalt hoch, ja im Verhältnis zur Tonerde sogar höher als im festen Mergel ist. Die gröbere Fraktion zeigt entsprechend dem kieseligen Charakter der z. T. als Gipsresiduen aufzufassenden gröberen Be-

[10]) 50 g Tonmergel wurden geschlämmt und ergaben 37 g feinere und 12,2 g gröbere Fraktion.

standteile wesentlich höheren Rückstand als die feinere. Entsprechend sind die Gehalte an Tonerde, Kalk und Magnesia verschoben.

Herr Prof. Utescher hat mir freundlichst seine Ansicht über die Zusammensetzung der Mergel in folgenden Darlegungen mitgeteilt:

„Die Ergebnisse der chemischen Untersuchungen lassen folgendes erkennen: Sowohl im festen Mergel wie im Tonmergel reicht die Kohlensäure nicht aus, um die Gesamtmenge an salzsäurelöslichem CaO und MgO zu binden. Es ist anzunehmen, daß beide in den Karbonaten ursprünglich als Dolomit vorhanden waren.

In der Tat ergibt die Berechnung, ausgehend vom CO_2-Gehalt, daß im festen Mergel (1) CO_2 und CaO annähernd im Dolomit-Verhältnis vorhanden sind. Daneben findet sich ein Überschuß von etwa 9% MgO, das offenbar als salzsäurelösliches, wasserhaltiges Mg-Fe-Al-Silikat von der ungefähren Zusammensetzung H_{10} Mg_4 Fe Al_4 Si_4 O_{24} vorhanden ist. Dies Silikat ist voraussichtlich überwiegend durch Umwandlung basischen Ursprungsgesteines entstanden; es ähnelt im Aussehen mehr den Mineralien der Talk-Serpentin-Gruppe, der Zusammensetzung nach mehr den Chloriten, nimmt also jedenfalls eine Zwischenstellung zwischen beiden ein.

Der Tonmergel enthält, wenn man wieder vom CO_2-Gehalt ausgeht, in der gröberen Fraktion (2) CO_2 und MgO annähernd im Dolomitverhältnis, daneben einen Überschuß von 5½ % CaO, in den feineren Anteilen (3) dagegen enthält er CO_2 und CaO annähernd im Dolomit-Verhältnis, bei einem Überschuß von rund 10 % MgO. Daraus geht hervor, daß der Tonmergel gleichfalls Dolomit und ein dem obigen ähnliches, salzsäurelösliches Magnesia-Silikat enthält, das im wesentlichen aus der Umwandlung anderer Silikate hervorgegangen ist, daß daneben aber auch eine Umwandlung von Dolomit in Kalk- und Magnesia-Silikat stattgefunden hat, wovon jenes in den gröberen, dieses in den feineren Anteilen enthalten ist.

Salzsäurelösliche Alkali-Tonerde-Silikate spielen eine untergeordnete Rolle."

Es ist hierbei zu berücksichtigen, daß der Tonmergel im Hangenden des festen Mergels auftritt, also streng genommen, nicht dem gleichen stratigraphischen Niveau angehört, denn daß etwa die Schichten in der Bohrung steiger stehen, ist, da in der Umgebung meist ziemlich flache Lagerung herrscht, sehr unwahrscheinlich. Somit wird sowohl die Zusammensetzung des Mergels selbst als auch die der Einschlüsse (der Gipsresiduen und der kieseligen Plättchen) sowie auch deren Mengenverhältnis von vornherein etwas verschieden sein. Es ist darum wohl richtig, wenn man beim Vergleich nicht zu sehr ins einzelne geht, dafür aber vor allem die im Prinzip ähnliche Zusammensetzung hervorhebt und den Unterschied zur Hauptsache im plastischen, also physikalischen Zustand sieht. Denn selbst die hellere Farbe braucht ja keine chemische Veränderung anzudeuten, sondern kann auf veränderter Lagerung des chloritischen Minerals beruhen. Dafür, daß der Tonmergel wirklich aus Keupermergel hervorgegangen ist, ohne daß dieser stark chemisch verändert wurde, spricht auch der Umstand, daß die feinere Fraktion nicht nur mit dem festen Mergel der Bohrung, sondern auch mit einer an Gipsresiduen armen Mergelprobe aus Darum bei Osnabrück übereinstimmt, die dem gleichen Horizont entstammt und in den Erläuterungen zu Blatt Osnabrück mitgeteilt ist (Haack, 1930, S. 28).

Ein Teil der Keupermergel scheint übrigens über ganz Deutschland hinweg eine ähnliche Zusammensetzung aufzuweisen. So kam Wülfing (1900, S. 42

und 43) ebenfalls zum Schluß, daß ein wasserhaltiges Magnesium-Alumo-Silikat etwa von der Zusammensetzung von Tschermaks Leptochloriten in Keupermergel der Gegend von Tübingen eine große Rolle spielt, also offenbar das gleiche oder doch wenigstens ein verwandtes Mineral darin auftritt. Übereinstimmung besteht auch darin, daß in keinem der von ihm untersuchten Fälle die Kohlensäure ausreicht, um Kalk und Magnesia zu binden. Er stellt fest, daß die ganze Menge des im Gestein enthaltenen CaO, nicht dagegen des MgO an Kohlensäure gebunden sei.

E. Deutung der Umwandlung des Keupermergels

Es fragt sich nun, wodurch die Umwandlung des festen in den plastischen Mergel, von welcher sich Andeutungen auch in Bohrung 1 zeigen, erfolgt ist. Da chemische Agenzien hierbei anscheinend eine geringe Rolle spielen, konnte ich nicht glauben, daß hier ein Verwitterungsprodukt und damit der Rest einer alten Landoberfläche vorläge. Herr Prof. Berg, dem ich das Material zeigte, meinte freilich, es könne eine tiefere Zone einer kaolinischen Verwitterungsrinde sein, deren hangender Teil vor Ablagerung des Mittelmiozäns zerstört worden sei. Völlig stimmte er aber darin mit mir überein, daß es sich bei dem plastischen Mergel um ein in situ umgewandeltes Gestein handle. Gegen das ehemalige Vorhandensein einer kaolinischen Rinde scheint mir aber zu sprechen, daß der Schwefelsäure-Auszug des Tonmergels durchaus nicht das für Kaolin charakteristische Molekular-Verhältnis zeigt, Kaolin also, den man doch wenigstens in Resten erwarten sollte, offenbar gar nicht vorhanden ist. Selbst wenn man einer ehemaligen Kaolindecke eine bedeutende Mächtigkeit einräumen wollte und man dann den Tonmergel als Anreicherungszone für den ausgewanderten Kalk ansehen wollte, würde ferner ihre 17 m betragende Mächtigkeit, die ja noch nicht einmal die ganze frühere Dicke auszumachen brauchte, doch wohl reichlich hoch erscheinen, abgesehen davon, daß eine derartige „Zementationszone" außer in ganz geringem Maßstabe noch nirgends beobachtet zu sein scheint.

Wenn nun also die Umwandlung nicht von oben gekommen ist, dann müssen wohl irgendwelche aus dem Innern kommenden Einflüsse auf den Keupermergel eingewirkt haben. Am ehesten könnte ich mir nun eine Aufweichung durch heiße oder doch warme Tiefenwässer denken, die, da sie sonst ebenfalls die Karbonate fortgeführt haben würden, schon stark mit solchen angereichert und da auch heute noch das Tiefenwasser viel Kochsalz führt, zugleich Solen gewesen wären. Den hohen Karbonat- bzw. Kalkgehalt könnten sie beim Durchfließen des im Liegenden ja zu erwartenden Muschelkalks, vielleicht aber auch aus dem Zechstein erhalten haben. Etwaigen Mineralgehalt hätten sie dann in größerer Tiefe bereits verloren. Dies könnte z. B. bei der Umwandlung von Zechsteinkalk in Spateisenstein geschehen sein, der wie am Hüggel und am Schafberg auch am Piesberg auftritt. Der Rest des Eisens ist dabei als Eisenglanz im Buntsandstein und gelegentlich im Muschelkalk abgesetzt worden. Da sich dies Mineral, das gerade in der Piesbergachse verbreitet ist, auf wässerigem Wege in Gegenwart von Sole absetzen kann, so würde diese Annahme gut mit der obigen übereinstimmen.

Aufstiegswege für Thermen waren ja gerade hier in der großen Störungszone am Ostabbruch des Piesberges sicherlich gegeben, denn wie wir unten sehen werden, war diese Störungszone bei Ablagerung des Mittelmiozäns zur

Hauptsache schon vorhanden. Der Keupermergel, der auch heute meist reichlich Spaltenwasser führt, war sicherlich auch durchlässig genug, um die heißen Wasser genügend zu verteilen. Schwer zu sagen ist es aber, wann diese Thermen aufgestiegen sind. Gewöhnlich nimmt man an, die in den Solen gelöste Kohlensäure stamme aus der Zeit, als im östlichen Westfalen, im Solling, in Hessen usw. die großen basaltischen Eruptionen stattfanden, also aus dem Miozän. Am Piesberge bliebe dann, da ja das Mittelmiozän auf bereits umgelagertem Keupermergel auflagert[11]), nur das Untermiozän dafür übrig. Damit steht aber ein Fund nicht im Einklang, den ich im oberoligozänen Konglomerat von Hellern machte. In ihm fand sich nämlich ein Buntsandsteingeröll, in dem bereits Eisenglanz enthalten war. Danach wären die eisenbringenden Lösungen mindestens alttertiär[12]). Ich verhehle mir jedoch nicht, daß alle diese Dinge recht hypothetisch sind und hoffe auf neue Klärung bringende Aufschlüsse.

Bereits 1908 (S. 477) habe ich darauf aufmerksam gemacht, daß am Hüggel fette, z. T. helle Tone vorkommen, die ich für umgewandelten Buntsandstein halten mußte, weil darin gebleichte Stücke von Sandstein eingeschlossen sind, die, abgesehen von ihrer Farbe und Festigkeit, ganz aussehen wie solche aus der untersten Abteilung der Trias. Da wenigstens ein Teil ebenfalls in einer sehr bedeutenden Störungszone, nämlich dem Graben südlich des Hüggels auftritt und alle unmittelbar neben metasomatischem Zechsteineisenerz liegen, so könnte auch hier die Aufweichung im Zusammenhang mit den erzbringenden Thermen stehen.

Daß auch der ziemlich reichlich vorhandene Schwefelkies des Tonmergels auf die Thermen zurückzuführen sei, dünkt mich weniger wahrscheinlich, denn er ist im Keuper des Osnabrücker Landes allgemein verbreitet. Allerdings will es mir scheinen, daß er darin in der Piesbergachse häufiger vorkommt, als in der Osning-Achse.

---

[11]) Ein späterer Aufstieg und eine damit verbundene Stauung am „Glimmerton" können nicht in Frage kommen, da sich in der Basalschicht keinerlei derartige Einwirkungen erkennen lassen.

[12]) In diesem Zusammenhang wäre es wichtig zu wissen, ob GAGEL recht hat, wenn er (1918) Eozän mit Aschentuffschichten aus dem Endmoränengebiet der Dammer Berge im südlichen Oldenburg angibt. STILLE & BRINKMANN scheinen Zweifel in diese Altersbestimmung zu setzen, denn sie heben hervor, daß ihnen weder Tuffe noch Fossilien vorlagen. Zu beachten ist freilich, daß GAGEL seinen Tuff offenbar nach der großen Ähnlichkeit mit den nordalbingischen Gesteinen, nicht aber mittels Dünnschliffen beurteilt hat. In der Ziegelei Kokenge bei Südlohne lernte ich unter der freundlichen Führung des Pater WEINGÄRTNER im Jahre 1927 Schichten kennen, die nach GAGEL eozän sein sollten. In ihnen trat ein in mehrere Bänke geteiltes hartes grünlichgraues dichtes kieseliges kalkfreies Gestein auf, das als Basaltaschentuff angesprochen wurde. Dr. AHRENS, der die Güte gehabt hat, einen hiervon auf meine Veranlassung angefertigten Dünnschliff zu untersuchen, verneinte die Tuffnatur des Gesteins. Es scheint sich vielmehr um einen sehr feinkörnigen, etwas glaukonitischen Sandstein mit einzelnen Resten kieseliger Organismen (Radiolarien ?) zu handeln. Letzterer Umstand erinnert allerdings etwas an die Molergesteine, die bekanntlich gerade Diatomeen und Radiolarien enthalten, und man könnte die Vermutung hegen, daß andere Lagen desselben Gesteinspaketes tatsächlich doch vulkanische Bestandteile führen. Es wäre von großem Interesse, wenn diese Dinge einwandfrei geklärt würden. Denn wenn es sich gewiß auch um durch das Inlandeis verschleppte Schollen handelt, so spricht doch alles dafür, daß sie aus der nahen Umgebung stammen und nicht etwa, wie VON LINSTOW (1922, S. 15) anzunehmen scheint, aus dem nordhannöversch-holsteinischen Verbreitungsgebiete der eozänen Aschentuffe.

4. Anzeichen für eine alttertiäre Landoberfläche

Wenn nun auch die umgewandelte Zone des Keupermergels m. E. nicht für eine ehemalige Landoberfläche in Anspruch genommen werden kann, so sind doch verschiedene andere Anzeichen für eine solche vorhanden. Es sei z. B. auf die in der Einleitung erwähnten, auf einer hochgelegenen, jetzt freilich stark zertalten Ebene zerstreuten kaolinischen Sande hingewiesen, die offenbar limnischen Charakters sind. Auf die bei einer kaolinischen Verwitterung freigewordene Kieselsäure weist das Vorkommen verkieselter, oberflächennaher Zechsteinkalke am Hüggel und am Schafberg hin, ebenso die freilich viel selteneren Verkieselungen im Muschelkalk. Wahrscheinlich gleichen Ursprungs sind die schönen Quarzkristalle, die in den Gipsresiduen des Mittleren Keupers verbreitet sind. Die Auslaugung des Gipses geschah aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls in einer Zeit, in welcher das Gebiet bereits dem Meere entstiegen war. Die tiefgreifende Umwandlung, welche die metasomatischen karbonatischen Zechsteineisenerze namentlich am Hüggel erlitten und durch die sie in Brauneisen und Ocker verwandelt worden sind, kann schließlich in derselben Verwitterungsperiode erfolgt sein.

In welche Zeit fiel denn nun diese?

Es wurde oben gesagt, daß sich im Basalgeröll des Miozäns auch kleine säulenförmige Quarzkristalle finden, die mit solchen aus dem Gipskeuper übereinstimmen. Das gleiche ist aber schon im oberoligozänem Konglomerat von Hellern der Fall, denn in der Mergelgrube von Pohlkotte fand ich mehrere Stücke, die sogar noch größere Partien von der Kruste der ehemaligen Gipsresiduen zeigen. Die Quarzdrusen sind also nicht nur älter als Mittelmiozän, sondern auch älter als Oberoligozän. Da das Land aber wenigstens teilweise auch im mittleren und unteren Oligozän vom Meere bedeckt war, so müssen die Quarze sogar noch älter sein. Wir kommen somit zu einem eozänen oder noch etwas höherem Alter, was sich gut deckt mit den Altersbestimmungen für die alten Landoberflächen mit tiefgründiger Verwitterung, wie sie Weissermel und Fliegel gegeben haben (1923 bzw. 1913).

5. Tertiäre Tektogenese im Osnabrücker Lande

Im Osnabrücker Lande ist das Oberoligozän an einer Reihe von Punkten[13]), das Mitteloligozän nur bei Astrup nachgewiesen worden. Außerhalb des Gebietes wurde bei Bünde bekanntlich auch das Unteroligozän festgestellt. Um so auffälliger ist es, daß von alledem in der Bohrung Lechtingen nicht eine Spur auftritt, daß vielmehr das Mittelmiozän unmittelbar auf — umgewandeltem — Keuper liegt. Das gleiche ist östlich Ibbenbüren der Fall, wo das später von Wolff (1910) als solches bestimmte Mittelmiozän nach Hoffmann (1826, S. 236 u. 237) im „tiefen Schafberger Stollen" den Schichtenköpfen des

[13]) Schon lange bekannt sind die von Astrup nordöstlich und von Hellern (Pohlkotte und Straße Osnabrück—Lotte). 1883 erwähnte dann Bölsche ein kleines Vorkommen von Krevinghausen auf Blatt Osterkappeln. Bei der Kartierung der Blätter Osnabrück und Hasbergen fand ich schließlich ein weiteres in Malbergen südöstlich Schloß Wulften und östlich von dem von Pohlkotte am Rubbenbruch noch zwei Stellen. Erwähnt sei nebenbei, daß sich sowohl Gestein wie Fossilien des Oberoligozäns nicht selten in diluvialen Kiesen, so besonders auch in der Umgebung des Dorfes Hagen finden.

Lias in geringer Mächtigkeit unmittelbar aufruhend angetroffen wurde[14]). Bei der Ablagerung des Miozäns fehlte also an diesen Stellen bereits das Oligozän. Wenn nun auch die oft groben Konglomerate seiner oberen Abteilung dafür sprechen, daß Inseln im damaligen Meere bestanden, so ist doch nicht anzunehmen, daß an den Stellen des heutigen Fehlens gar kein Oligozän abgelagert worden wäre, und wenigstens der in tieferem Wasser gebildete Rupelton dürfte vorhanden gewesen sein. Es ist danach am wahrscheinlichsten, daß das Oligozän beinahe überall abgelagert und später bis auf die Stellen abgetragen wurde, wo es durch Einsinken an Brüchen geschützt war, d. h. also, die es begrenzenden Brüche sind älter als Mittelmiozän und jünger als Oberoligozän. Stille würde sie wohl seiner savischen Phase zurechnen, Haarmann, der ja zwischen Zeiten der Orogenese und Epirogenese nicht unterscheidet, höchstens die Zunahme der Intensität der Tektogenese in dieser Zeit anerkennen. Wohl in der gleichen Zeit erfolgte die Verbiegung, welche dazu führte, daß auch ein Streifen nördlich des Wiehengebirges heute frei ist von Oligozän, welches hier im Gebiete des norddeutschen Flachlandes doch erst recht entwickelt gewesen sein wird, denn von den vielen Bohrungen, die Stille & Brinkmann aus diesem Teile des nordwestdeutschen Flachlandes mitteilen, haben anscheinend nur die nördlichsten Oligozän[15]) angetroffen, während sonst das Mittelmiozän dem Kreideuntergrund unmittelbar aufzuruhen scheint. Schematisch ist dies in Profil 2 dargestellt. Nach den Feststellungen Mestwerdt's (1910) und Hubach's (1922) liegt im Lippischen und bei Bünde auch zwischen Mittel- und Oberoligozän mindestens eine Erosionsdiskordanz. Sollten damals vielleicht ebenso wie später in der Untermiozänzeit auch bereits Krustenverschiebungen lokaler Art mitgewirkt haben und ähnlich,

[14]) Es bestand aus dunkelgrünem glaukonitreichem Kalkmergel mit Geröllen von angebohrtem Zechsteinkalk. Die Heraushebung der Ibbenbürner Bergplatte war also bereits erfolgt. Der Fundpunkt liegt in der Nordostecke des Blattes Tecklenburg, und zwar 55 mm südlich des Nordrandes und 5 mm westlich des Ostrandes. Eine vor einigen Jahren von mir ausgeführte Befahrung des Stollens ließ wegen der Ausmauerung vom Gebirge fast nichts erkennen. Es gibt übrigens noch Hinweise auf zwei weitere Vorkommen im Osnabrücker Berglande. Denn in einer Bohrung, die südlich Ibbenbüren im Längstale der Aa beim Gute Langewiese niedergebracht wurde und von der ich vor einigen Jahren kleinere Proben untersuchen konnte (Schichtenverzeichnis im Bohrarchiv der Geologischen Landesanstalt) fand sich in 32 m Teufe als tiefste erbohrte Schicht ein grauer Sand mit kleinen einheimischen Geröllen und zahlreichen ziemlich dickschaligen marinen Molluskenresten, die leider derart zerstoßen waren, daß eine Bestimmung nicht möglich war, aber wenigstens durch ihre Färbung einen Hinweis auf Miozän gaben. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hier um die gleiche Küstenfauna wie am Schafberg. Da hier an älterem Gebirge etwa Münder Mergel in Betracht kommt, so lagert es wohl diesem, und zwar in erheblich tieferem (etwa 45 m) Niveau als dem des Schafberger Stollens auf, worin wiederum die tektonische Einsenkung zum Ausdruck kommt. Die Entfernung der beiden Punkte voneinander beträgt beinahe 10 km. Auch am Paläozoikum des Hüggels finden sich Andeutungen von ehemals vorhanden gewesenen marinen Schichten, die nach Lage der Sache am ehesten Mittelmiozän gewesen sein können. In Dolinen des Zechsteins treten am Nordhange glaukonitführende Sande auf, die wohl zur Diluvialzeit aus der Zerstörung mariner Schichten hervorgegangen sind. Ich benutze die Gelegenheit, darauf hinzuweisen, daß dort ferner andere Sande ohne nordische Bestandteile aber mit einzelnen unbestimmbaren verkieselten Fossilresten auftreten. Sie sind vielleicht pliozänen Alters.

[15]) Die Bohrung 1, Citadelle Vechta (Stille & Brinkmann, S. 95 und 96), aus welcher die Autoren kein Oligozän erwähnen, muß dieses, worauf schon die besonders große Mächtigkeit hinweist, auch durchbohrt haben, denn sie selber führen *Fusus multisulcatus* daraus an.

wie Klüpfel (1928) für Hessen annimmt, nach jeder Sedimentationsphase des Tertiärs eine Hebung mit Bruchphase in unserem nordwestfälisch-lippischen Berglande eingetreten sein?

Während der Ablagerung des Mittelmiozäns scheint das Gebiet nördlich des Berglandes diesem gegenüber sich gesenkt zu haben, denn die Mächtigkeit nimmt bei ähnlicher Fazies ganz erheblich zu. So scheint sie bei den von Stille & Brinkmann mitgeteilten Bohrungen in 7 Fällen 100 m zu überschreiten und in andern, bei denen allerdings schwer festzustellen ist, wieviel auf die Stauchung durch das Inlandeis zu setzen ist, geht sie noch weit darüber hinaus. Demgegenüber hat das Lechtinger Miozän insgesamt nur knapp 24 m, die fossilführende Partie nur etwas über 7 m Mächtigkeit. Wahrscheinlich kommt aber noch eine postmiozäne jüngere Verbiegung der auf Profil 2 angedeuteten Unterkante hinzu, welche die Erosion im Berglande belebt hat.

Da das Lechtinger Miozän versenkt ist, müssen nach seiner Ablagerung von neuem Brüche aufgerissen sein, deren genauere Datierung jedoch nicht möglich ist, denn es steht die lange Zeit zwischen Ausgang des Mittelmiozäns, vielleicht auch des Obermiozäns und der Saale-Eiszeit zur Verfügung. Im gleichen Zeitraum erfolgten nach Annahme von Stille & Brinkmann auch im Vorlande, im Gebiete von Damme, geringe Krustenbewegungen. Wenn die Autoren auch die Versenkung des Oligozänvorkommens von Astrup[16]) in die gleiche Periode verlegen, so muß nach den obigen Ausführungen diese Annahme abgeändert werden, wenn auch natürlich die älteren Brüche postmiozän wieder aufgelebt sein können.

Die Genannten weisen dann auf noch jüngere, vielleicht bis in das Alluvium reichende Bewegungen hin, die in Beziehung stehen zu den großen Moorflächen des Flachlandgebietes von Südoldenburg und Nachbarschaft.

6. Das Alter der nordnordwestlich gerichteten Störungen

Da das Lechtinger Miozän in einem der Gebiete mit nordnordwestgerichteter Tektonik, nämlich dem oben erwähnten Triasstreifen an der Ostseite des Piesberges gelegen ist, liegt die Frage nahe, wann denn die so gerichteten Störungen entstanden sind. Der Miozäneinbruch sagt darüber ja nichts weiter aus. Dagegen läßt der Umstand, daß das Karbon des Piesberges bereits zur Oberoligozänzeit den Einwirkungen der Meeresbrandung ausgesetzt war, darauf schließen, daß der Gegensatz zwischen dem Karbon-Zechstein-Buntsandstein-Gebiet westlich der großen Randverwerfung und dem gesunkenen Gebiet östlich derselben, in welchem heute noch die Schichten bis hinauf zum Rät anstehen, schon damals bestand, d. h. daß die Randverwerfung und wohl auch die sich anschließende nordnordwestlich streichende Triaszone mindestens alttertiär sind. Diese Annahme wird gestützt durch die Vorkommen von Hellern, die innerhalb eines nordnordweststreichenden Juras streifens liegen, während der Inhalt ihrer Konglomerate darauf hinweist, daß, wie heute, auch schon damals die Trias in der Nähe anstand. Die Kluftmessungen, die H. Börger in der Umgebung von Ibbenbüren ausgeführt hat und welche das Vorhandensein von Klüften gerade dieser Richtung mit ergaben, ließen ihn schließen, daß eine NNW-Faltung zu Beginn des Weißen Juras und der Unterkreide, jedenfalls also schon innerhalb mesozoischer Zeit, erfolgt sei (Börger, 1928, S. 836).

---

[16]) Die muldenförmige Verformung des Oligozäns am Doberg bei Bünde mag ebenfalls in der Untermiozänzeit erfolgt sein.

Die Nordnordwest-Tektonik ist aber nicht auf das Osnabrücker Gebiet beschränkt. So hat Burre aus der Gegend von Bünde 1922 einen in Stunde 11 streichenden Keupersattel beschrieben und, da er ihn zum Oligozän des Doberges in Beziehung setzen kann, das Alter der Aufwölbung diskutiert. Er glaubt, die Aufwölbung sei zwar älter als die Faltung des Oligozäns am Doberg, sie sei jedoch wegen des Fehlens von Rätgeröllen in ihm nicht in präoligozäne Zeit zu verlegen. Das schließt aber m. E. nicht aus, daß der Beginn der Aufwölbung schon in ältere Zeiten fällt.

Weitaus die bedeutendste Störungszone von Nordnordwestrichtung ist diejenige, welche das Eggegebirge im Osten begleitet, nach Norden und Süden aber erheblich darüber hinausgehend von Bad Oeynhausen bis nördlich des Vogelsberges sich über 150 km Länge weit erstreckt und die ich (1927, S. 771) als Störungszone „Oeynhausen — Treisa" bezeichnete und auf einer Skizze (ebenda, Abb. 2) darstellte. Wenn auch in ihr sie kreuzende, herzynisch gerichtete Achsen eine große Rolle spielen und Stille in seinen Darstellungen stets diesen sein Hauptaugenmerk zuwendet, so ist doch gerade auf der Stilleschen Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung (1922) deutlich zu erkennen, daß ähnlich wie am Leinetalgraben und seiner hessischen Fortsetzung — in welchen beiden ebenfalls herzynische Achsen auftreten — dennoch ein meridionaler Zusammenhang besteht, der sich schon darin äußert, daß jene Achsen gleichsam eine Schleppung in der Störungszone erfahren. Stille nennt die Richtung mehr nebenbei „eggegebirgisch"[17]) (Stille, 1925, S. 192) und 1908, S. 66, sagt er von ihr, daß das Gesamtstreichen in Stunde 11 die Mittelrichtung darstelle zwischen Spannungsauslösungen, die andernorts zu zwei selbständigen Systemen, den echt rheinischen in Stunde 1 und den echt herzynischen in Stunde 9 führten. Stille sieht sie also nicht als koordiniert zu einer dazu senkrechten Richtung an. Anders Weigelt und seine Schüler. Nach deren Ergebnissen (Weigelt & Voigt, 1931, S. 556) würde die Richtung zu der zwischen 150° und 170° verlaufenden „frankonischen" gehören, der die „antifrankonische" zugeordnet sei[18]). Will man nun Stille die Priorität der Bezeichnung zubilligen, dann empfiehlt sich vielleicht statt eggegebirgischer Richtung kurz Egge-Richtung zu sagen, die gegenüber dem Ausdruck frankonisch den Vorteil hätte, nicht mit einer doch immerhin hypothetisch zugeordneten anderen Richtung durch den Namen verkuppelt zu sein[19]).

Die Störungen an der Egge sind nach Stille (1908, S. 66) gleichzeitig sowohl in präkretazischer wie in postkretazischer — heute würde man ja auch jungkretazischer Zeit hinzufügen können — erfolgt. Nur tritt die nordsüdliche

---

[17]) Sonst spricht er von nordsüdlich und rheinisch.

[18]) Zu dieser wäre in unserem Falle ohne weiteres die Falkenhagener Grabenzone zu rechnen. Bezüglich des Philipp'schen Namens „schwäbische" Richtung (Philipp, 1931) für die ostnordöstliche siehe die Einwände Weigelt's, 1931, S. 556.

[19]) Während des Druckes erschienen die „Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik III", Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 128, worin sich die für das Verständnis der Tektonik dieser Gegend höchst wichtige Arbeit von F. Lotze: „Das Falkenhagener Störungssystem" befindet. Der Verfasser entwickelt darin seine vor allem durch die Anwendung kleintektonischer Methoden gewonnenen Anschauungen in eingehenden Darlegungen. Auch er mißt anscheinend dem offensichtlichen Zusammenhang der „rheinisch" gerichteten Störungen zwischen Bad Oeynhausen und Treisa (fast möchte ich Vogelsberg sagen) keine Bedeutung bei. Es wäre aber sehr zu begrüßen, wenn diesem wichtigen Strukturelement mit den gleichen Methoden nachgegangen würde, die der Verfasser so erfolgreich beim Falkenhagener System angewandt hat.

Richtung in der jüngeren etwas stärker gegenüber der älteren hervor. Da nun Mestwerdt an der tertiären Grabenversenkung von Mosbeck in Lippe, welche im nördlichen Abschnitt der oben genannten großen Störungszone liegt, zeigen konnte, daß sie in jungtertiärer Zeit erfolgte, so sehen wir auch hier das Wiederaufleben einer schon alten Richtung. Somit scheint es, als sei im Osnabrücker Lande, wie überhaupt wohl im Berglande zwischen Egge und seiner Endigung im Nordwesten, die Egge-Richtung durchweg schon kimmerisch entstanden und in jüngeren Zeiten wieder aufgelebt.

7. Zur Frage der kaolinischen Sande

Die obigen Ergebnisse zeigen, daß die in der Einleitung erwähnten kaolinischen Sande, derentwegen schließlich die Bohrung angesetzt wurde, im Liegenden des Miozäns nicht angetroffen worden sind, obwohl es zunächst ganz den Anschein hatte, als sei wenigstens ein genetisch mit ihnen zu verknüpfendes Kaolinlager erbohrt worden. Da derartige Sande auch im oligozänen Schichtenverbande des Berglandes nicht auftreten, ebensowenig im Vorlande, wie aus den Angaben von Stille & Brinkmann hervorzugehen scheint, weder im Oligozän noch im Miozän entwickelt sind, da ferner die Dolinen, in denen sie sich meist finden, nicht gerade in das ältere, sondern eher in das jüngere Tertiär zu stellen sein werden, so ist ein jüngeres Alter als Mittelmiozän und vielleicht als Obermiozän wahrscheinlich. Wir kämen somit auf Pliozän und in der Tat gibt es ja gerade auch in diesem weitverbreitete Bildungen ähnlicher Ausbildung, die besonders auf Sylt und im Untergrunde Schleswig-Holsteins bekannt geworden sind. Andererseits bemerkte ich oben bereits, daß sich in Dolinen des Zechsteins am Hüggel auch Sande mit verkieselten Fossilresten finden, die an solche der pliozänen Kieseloolithstufe erinnern. Es liegt nahe, zwischen beiden enge Beziehungen anzunehmen. Endlich sei in diesem Zusammenhange bemerkt, daß Tietze im mittleren Emsgebiet helle Sande und Quarzkiese gefunden hat, die er ebenfalls in das Pliozän stellt. Das Pliozän hätte ehemals also eine weit größere Verbreitung gehabt und wäre bis auf die in Dolinen oder an Brüchen eingesunkenen Reste wieder vollkommen abgetragen worden.

Zusammenfassung

In einer in der Nähe des Piesberges bei Osnabrück angesetzten wissenschaftlichen Bohrung wurde unter Diluvium marines Mittelmiozän erbohrt, das mit einem Basalgeröll über tieferen Gipskeuper transgrediert und in eine obere fossilleere und eine untere fossilreiche Abteilung zerfällt. Der Keupermergel ist bis 17 m unterhalb der Transgressionsfläche in einen plastischen Tonmergel umgewandelt worden. Diese Umwandlung erfolgte anscheinend nicht subaërisch, sondern durch karbonatreiche salinische Thermen in der Tiefe. Das Fehlen des in der Nachbarschaft noch vorhandenen Oligozäns im Liegenden des erbohrten Miozäns läßt auf untermiozäne Brüche und darauffolgende Abtragung schließen. Jüngere Brüche versenkten das Miozän ebenfalls. Die Nordnordwest-Tektonik des Osnabrücker Landes (Egge-Richtung) scheint zur Hauptsache präoligozän zu sein, wurde aber noch im Jungtertiär wiederbelebt. Die zerstreuten Vorkommen kaolinischer Sande im Osnabrücker Berglande gehören wahrscheinlich dem Pliozän an.

Literatur

Bentz, A.: Tertiär und Diluvium im westfälisch-holländischen Grenzgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 291—317, 1930.

Bölsche, W.: Zur Geognosie und Paläontologie der Umgebung von Osnabrück. — 5. Jber. naturw. Ver. Osnabrück, 1883, S. 141—183.

Börger, H.: Untersuchung der tektonischen Verhältnisse in der Umgegend von Ibbenbüren unter besonderer Berücksichtigung der Gesteinsklüfte. — Dies. Jb. 1928, **49**, S. 801—844.

Burre, O.: Die Piesberg-Pyrmonter Achse in der Gegend südlich von Bünde i. W. — Dies. Jb. 1921, **42**, S. 533—542, Berlin 1922.

Fliegel, G.: Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. — Z. deutsch. geol. Ges., **65**, M.-B., S. 387—404, 1913.

Gagel, C.: Über einen neuen Fundpunkt anstehenden Untereozäns (Basaltaschentuffe) im südlichen Oldenburg. — Z. deutsch. geol. Ges., **70**, M.-B., S. 147—153, 1918.

Gripp, K.: Über das marine Altmiozän im Nordseebecken. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd., **41**, S. 1—59, 1917.

—: Steigt das Salz zu Lüneburg, Langenfelde und Segeberg episodisch oder kontinuierlich? — 13. Jber. niedersächs. geol. Ver., 1920, S. 1—41.

Haack, W.: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. — Dies. Jb. 1908, **29**, Teil 2, S. 458—531.

—: Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. — Dies. Jb. 1926, **47**, S. 160—207.

—: Rotliegendes im östlichen Münsterschen Kreidebecken. — Dies. Jb. 1927, **48**, S. 765—772.

—: Erläuterung zu einer Strukturkarte des Osnabrücker Landes. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, S. 166—171, 1925.

—: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 286, Blätter Osnabrück und Iburg mit je einem land- und forstwirtschaftlichen Beitrag von G. Görz. Berlin 1930.

Haarmann, E.: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. — Dies. Jb. 1909, **30**, I, S. 1—58.

—: Die Oszillationstheorie. Eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond. Stuttgart 1930.

Heine, Th.: Geognostische Untersuchung der Umgegend von Ibbenbüren. — Z. deutsch. geol. Ges., **13**, S. 149—242, 1861.

Hoffmann, H.: Das Oberoligozän des Doberges bei Bünde i. Westf. — Ungedruckte Inaug.-Diss., Berlin 1922.

Hubach, F.: Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Ibbenbüren und Osnabrück. — Karstens Archiv, **12**, S. 264—336, 1826.

Kautsky, F.: Das Miozän von Hemmoor und Basbeck-Osten. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **97**, Berlin 1925.

Klüpfel, W.: Über die natürliche Gliederung des hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. — Geol. Rundschau, **19**, S. 263—283, 1928.

Koch, E. & Gripp, K.: Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. — Mitt. min.-geol. Inst. Hamburg, Beih. Jb. Hamb. wiss. Anstalten, **36**, 1918 (1920).

Lotze, F.: Das Falkenhagener Störungssystem. Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik III. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **128**, S. 38—128, Berlin 1931.

von Linstow, O.: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **87**, Berlin 1922.

Mestwerdt, A.: Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. — 3. Jber. niedersächs. geol. Ver. Hannover, S. 171—190, 1910.

Philipp, H.: Das ONO-System in Deutschland und seine Stellung innerhalb des saxonischen Bewegungsbildes. Versuch einer tektonischen Analyse. — Abh. Heidelberger Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **17**, S. 1—61, Berlin und Leipzig 1931.

Roemer, F.: Vorläufige Notiz über die Auffindung einer eozänen Tertiärbildung in der Gegend von Osnabrück. — Z. deutsch. geol. Ges., **2**, S. 233—237, 1850.

Schütte, H.: Geologie der Heimat in der „Heimatkunde des Herzogtums Oldenburg I", Bremen 1913.

Staesche, K.: Zur Gliederung des obermiozänen Glimmertons. — Dies. Jb. 1930, **51**, S. 55—87.

Stille, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lfg. 147, Blatt Willebadessen, Berlin 1908.
—: Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung. Berlin 1922.
—: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
—: Die saxonischen Brüche. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **95**, Berlin 1925.
Stille, H. & Brinkmann, R.: Der Untergrund des südlichen Oldenburg und der Nachbargebiete. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **116**, Berlin 1930.
Stoller, J.: Beiträge zur Geologie der ehemaligen Grafschaft Hoya und Diepholz I. — 16. Jber. niedersächs. geol. Ver., S. 1—27, Hannover 1923.
Tietze, O.: Zur Geologie des mittleren Emsgebietes; vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. — Dies. Jb. 1912, **33**, II, S. 108—200.
Weigelt, J. & Voigt, E.: Tektonische Grundlagen der Bildung von Trümmer-Eisenerzlagerstätten im Nordwesten des Harzes. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 541—569, 1931.
Weingärtner, R. M.: Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg. I. Das Tertiärvorkommen im nördlichen Teil der Dammer Berge und seine diluviale Bedeckung. — Z. deutsch. geol. Ges., **70**, M.-B., S. 37—61, 1918.
Weissermel, W.: Zur Genese des deutschen Braunkohlentertiärs, besonders der mitteldeutschen Älteren Braunkohlenformation. — Ebenda, **75**, I, S. 14—45, 1923.
Wolff, W.: Der Untergrund von Bremen. — Ebenda, **61**, M.-B., S. 348—365, 1909.
—: Eine merkwürdige Miozänfauna von Ibbenbüren. — Ebenda, **62**, M.-B., S. 202 bis 204, 1910.
Wülfing, E. A.: Untersuchung des bunten Mergels der Keuperformation auf seine chemischen und mineralogischen Bestandteile. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb., **56**, S. 1—46, 1900.

Druckfertig eingereicht am 16. April 1932.
„Imprimatur" erteilt am 22. Juli 1932.

Neue Krebsreste aus der Kreide

2. Teil[1a])

Von Martin F. Glaessner, Wien

Hierzu Tafel 28 und 4 Abbildungen

Inhalt:

Seite
Einleitung 577
1. *Enoploclytia seitzi* n. sp. 578
2. *Meyeria gracilis* n. sp. 579
3. *Meyeria rapax* Harbort 580
4. *Linuparus duelmenensis* Geinitz 580
5. *Linuparus duelmenensis* var. *carinata* nov. var. 581
6. *Linuparus africanus* n. sp. 582
7. *Cyphonotus incertus* Bell 584

Einleitung

Vor einiger Zeit übergab mir Herr Dr. O. Seitz einige neue Krebsreste aus der westfälischen Kreide, die nach dem Erscheinen meiner ersten Studie über Kreidekrebse (1930 b) in die Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt gelangt waren, und beauftragte mich mit der Beschreibung dieser Fossilien. Während ich mit der Untersuchung des Materials beschäftigt war, erhielt ich von Herrn Professor Dr. K. Wanderer zwei Krebsreste aus der sächsischen Kreide *(Linuparus duelmenensis* und *Cyphonotus incertus)*, die dem Staatlichen Museum für Mineralogie und Geologie in Dresden übergeben worden waren. Sie waren dadurch von besonderer Bedeutung, daß aus der so fossilreichen sächsischen Kreide erst drei Dekapoden bekannt waren, nämlich *Enoploclytia leachi* (Mant.), *Callianassa antiqua* (Otto) und *Notopocorystes callianassarum* (Fritsch)[1b]). Durch die Untersuchung ergab sich die Notwendigkeit der Abtrennung einer schon früher beschriebenen Palinuridenform aus der böhmischen Kreide als neue Varietät. Schließlich erhielt ich durch Vermittlung von Herrn Dr. Seitz die Dekapodenreste aus der reichen Fauna der Mungo-Kreide von Kamerun (Senon), die derzeit von Herrn Dr. L. Riedl bearbeitet wird. Dank dem Entgegenkommen der Schriftleitung dieses Jahrbuchs kann ich nun die Ergebnisse der erwähnten Studien zusammengefaßt als Fortsetzung meiner 1930 veröffentlichten Arbeit publizieren. Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch an dieser Stelle den Herren Dr. Riedel-Berlin,

[1a]) 1. Teil: Dies. Jb. **51**, S. 1, 1930.

[1b]) Außerdem kommt noch *Hoploparia* sp. vor. Finger aus dem Cenoman vom Forsthaus Plauen wurden von Geinitz (1849—50, I, S. 292, Taf. 64, Fig. 10) beschrieben. Ein vollständiges Abdomen einer unbestimmbaren *Hoploparia* mit dem Branchialteil des Carapax und zwei hinteren Pereiopoden (Exuvie in Häutungsstellung) aus dem Cenoman von Leutewitz bei Dresden befindet sich in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt. Vom gleichen Fundort liegen dort auch Reste von *Enoploclytia leachi. Palaeastacus* (= *Enoploclytia) plauensis* Geinitz wurde nur auf Grund von unbestimmbaren Fingerfragmenten aufgestellt.

Prof. SCHMIERER-Berlin, Dr. SEITZ-Berlin und Prof. WANDERER-Dresden meinen aufrichtigen Dank für ihre Bemühungen auszusprechen.

1. *Enoploclytia seitzi* n. sp.

Material: Ein Exemplar, Carapax und geringe Reste von drei Abdominalsegmenten und einer Schere. Schale großenteils erhalten.

Fundort: Wettensen, 150 m südöstlich P. 138,5; Blatt Gronau, Westfalen.

Alter: Oberes Albien, oberster Flammenmergel.

Sammlung: Preußische Geologische Landesanstalt, leg. Dr. SEITZ.

Diagnose: Eine Art mit starker Körnelung der Branchialteile des Carapax und schwacher, unregelmäßiger Skulptur der vorderen Regionen. Branchiocardiallinie schwach entwickelt.

Beschreibung: Cephalothorax zylindrisch, Rostrum nicht erhalten. Cervical- und Postcervicalfurche deutlich, parallel und fast gerade. Branchiocardialfurche viel schwächer, aber doch bis etwa zur halben Höhe der Flanke des Carapax reichend. Furchen b und i (BOAS) deutlich, ebenso die beiden Höcker oberhalb der Furche b. Die Cervicalfurche überschreitet die Medianlinie etwa



Abb. 1. *Enoploclytia seitzi* n. sp. Oberes Albien von Wettensen, Westfalen. Nat. Gr.

in der Hälfte der Entfernung zwischen der Basis des Rostrums und dem Hinterrand, die Branchiocardiallinie schneidet die Mediane in gleichem Abstand von der Cervicalfurche und dem Hinterrand. Der vor der Cervicallinie liegende Teil des Carapax und die zwischen den beiden Hauptquerfurchen liegenden Flächen zeigen schwache Höcker, die nicht in deutlichen Reihen angeordnet sind und glatte Zwischenräume freilassen. Die Branchialregionen sind dagegen von dicht gedrängt stehenden und deutlich hervortretenden Körnchen bedeckt. Die Abdominalsegmente sind sehr schlecht erhalten, ihre Oberfläche weist Gruben und Höcker auf. Der Propodus der Schere war mit Stacheln besetzt.

Vergleiche: Die neue Art nimmt eine morphologische Mittelstellung zwischen *E. tuberculata* (BELL)[2]) aus dem englischen Gault (Cambridge Greensand) und *E. sussexiensis* (MANTELL)[3]) aus dem englischen Gault und Cenoman ein. Sie hat wie die erstgenannte Form eine schwach entwickelte Branchiocardialfurche und wie die letztere eine schwächere Höckerskulptur auf den vorderen Regionen des Carapax. Aber die Branchiocardiallinie ist stärker ausgebildet als bei *E. tuberculata* und die Höcker sind nicht in Reihen angeordnet wie bei *E. sussexiensis*. Immerhin scheint die bisher nur unvollkommen bekannte Art den beiden altersgleichen englischen Formen sehr nahe zu stehen.

---

[2]) WOODS, 1925—31, p. 82, t. 23, f. 4—8.

[3]) = *E. dixoni* (BELL), WOODS, 1925—31, p. 83, t. 23, f. 9—12; t. 24, f. 1—3. Den oben angeführten Artnamen hat G. A. MANTELL (Geology of the South-East of England, p. 124, f. 2, p. 373, 379; *Astacus sussexiensis)* schon 1833 gebraucht. Er hat daher die Priorität vor *Palaeastacus dixoni* BELL, 1850.

Die neue Form, den ersten Dekapoden aus dem deutschen Albien, widme ich Herrn Dr. O. Seitz, der mir das interessante von ihm gefundene Stück zur Bearbeitung übergab.

2. *Meyeria gracilis* n. sp.

Tafel 28, Figur 1—4

Material: 11 Exemplare, zumeist sind Cephalothorax, Abdomen und Fragmente der Pereiopoden erhalten.

Vorkommen: Unterkreide von Bielefeld, Westfalen. Sandstein.

1. An der Grenze von Hauterive zu Valendis, Südseite des Ehbergkammes, Blatt Brackwede. Brauner, feinkörniger Sandstein. Ein Exemplar.

2. Unteres Hauterive, Südwestseite des Ehberges, Blatt Brackwede. Gelbbrauner, weicher Sandstein. 10 Exemplare.

Sammlung: Preußische Geologische Landesanstalt, leg. Althoff.

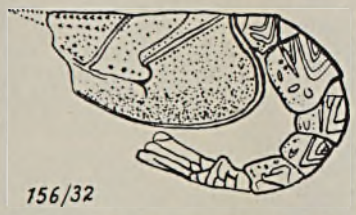


Abb. 2. *Meyeria gracilis* n. sp. Rekonstruktion. Unteres Hauterive, Ehberg bei Bielefeld, Westfalen. × 2.



Abb. 3. *Meyeria gracilis* n. sp. Skulptur der Abdominalsegmente 2, 3 und 4. Stark vergrößert.

Diagnose: Eine Art von sehr geringer Körpergröße, die vom Typus der Gattung und den bekannten Arten durch die Skulptur der Abdominalterga abweicht. Sie besteht auf den mittleren Segmenten aus mehreren regelmäßig angeordneten Wülsten, die von vorne schräg nach hinten und außen verlaufen.

Beschreibung: Cephalothorax zylindrisch. Das Rostrum ist nicht deutlich erhalten. Der vordere Teil des Carapax trägt einen medianen Kiel und drei weitere Längskiele zu beiden Seiten. Das erste Paar ist dem Mittelkiel sehr nahe und nicht sehr deutlich ausgebildet, das zweite folgt in einem größeren Abstand und ist sehr kräftig. Dann findet sich noch jederseits eine kurze Leiste oberhalb des vorderen (antennaren) Seitenrandes des Carapax. Sie zieht schräg nach hinten unten. Alle Kiele mit Ausnahme des medianen enden an der Cervicalfurche. Die Carapaxfurchen unterscheiden sich nicht von denen der typischen Art *M. ornata*. Die Furche „i" (Boas), die von der Umbiegung der Branchiocardiallinie gegen den unteren Rand des Carapax zieht, ist schwach angedeutet. Der Carapax und die erwähnten Kiele sind mit kleinen spitzen Höckern besetzt. Nahe dem unteren Rand sind sie kleiner und zahlreicher. Die Furchen sind glatt.

Die Abdominalsegmente tragen eine starke und sehr bezeichnende Skulptur. Das erste weist auf jeder Seite zwei lateral verbundene Querwülste auf. Das zweite, dritte und vierte besitzt die abgebildete Skulptur (Fig. 3), die aus längs-, quer- und schräggerichteten Wülsten symmetrisch zusammengesetzt ist. Das fünfte hat eine ähnliche, aber etwas einfachere Verzierung, das sechste zeigt nur drei Querfurchen, die in der Mitte unterbrochen sind. Die Pleura des zweiten Segments ist sehr groß und — so wie auch die der Segmente 3, 4

und 5 — mit Höckern und Körnchen besetzt. Die Pleuren des 1. und 6. Gliedes sind reduziert. Das Telson ist gut ausgebildet. Sein Distalrand ist gerundet. Es zeigt eine schwache mediane und je zwei stärkere, V-förmig angeordnete laterale Furchen. Die gezähnte Diäresis der äußeren Uropoden ist an einem Exemplar deutlich sichtbar. Die distalen Ränder des Telsons und der Uropoden sind fein gerippt. Eine Körnelung der Oberfläche findet sich nur auf den Abdominalpleuren und auf dem Telson. Das Abdomen konnte sehr weit ventralwärts eingeschlagen werden. Die vom vorhergehenden Segment bedeckten Teile der Terga sind dementsprechend sehr groß.

Die Antennenbasen und die schlanken Pereiopoden sind nur undeutlich erhalten.

Vergleiche: Die neue Art steht der typischen Spezies *M. ornata* (PHILL.)[4] aus dem Speeton-Clay und aus der Unterkreide von Frankreich und Norddeutschland am nächsten. Sie unterscheidet sich durch die Größe und vor allem durch die Skulptur der Abdominalterga, die bei *M. ornata* nur mit Transversalleisten bedeckt sind. Größer sind die Unterschiede zwischen der neuen Art und den einander sehr nahestehenden Formen *M. rapax* HARBORT aus dem Valendis und Hauterive von Norddeutschland und England und *M. magna* MCCOY aus dem unteren Apt von England, die wesentlich größer sind und auch eine abweichende Skulptur des Carapax besitzen.

Die Stammesgeschichte der *Meyeria*-Arten kann heute noch nicht festgestellt werden. Die Verwandtschaft der Gattung mit dem jurassischen Genus *Mecochirus*, das auf die Gattung *Pseudoglyphea* aus dem Lias und der Trias zurückgeht, unterliegt kaum einem Zweifel. Die Gattung ist im unteren Apt erloschen.

3. *Meyeria rapax* HARBORT

1863 *Astacodes falcifer*, TH. BELL, t. 9, f. 3 *(non* f. 1, 2, 5).
1905 *Meyeria rapax*, E. HARBORT, S. 11, t. 1, f. 12; t. 2, f. 1—4; t. 3, f. 1, 2; t. 11, f. 1, 2.
1928 *Meyeria rapax*, H. WOODS, 1925—31, p. 70, t. 18, f. 5—8.

Von dieser Art, die zuerst aus dem unteren Valendis von Müsingen und Gronau bei Bückeburg beschrieben und dann auch aus dem Speeton Clay (Hauterive) bekannt wurde, liegt mir ein typisches Exemplar aus der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt vor. Es stammt aus dem Sandstein des oberen Valendis, Schichten mit *Dichotomites bidichotomus*, und wurde von ALTHOFF „gegenüber der Pumpstation am Salemweg bei Bethel, Blatt Brackwede" gefunden. Die früher beschriebenen Stücke stammen aus tonigen Ablagerungen.

4. *Linuparus duelmenensis* (GEINITZ)

Tafel 28, Fig. 5

1849—50 *Podocratus duelmense*, H. B. GEINITZ, S. 96, t. 2, f. 6.
1862 *Podocrates duelmensis*, C. SCHLÜTER, S. 711, 713, t. 12, f. 1—3; ? t. 12, f. 4.
1863 *Podocrates duelmensis*, H. B. GEINITZ, S. 757, t. 8, f. 1.
1879 *Podocrates duelmensis*, C. SCHLÜTER, S. 603, t. 13, f. 1, 2.
1887 *Podocrates duelmenensis*, A. FRITSCH & J. KAFKA, S. 20, t. 3, f. 1, 2, Textf. 44.
1930 *Linuparus duelmenensis*, M. GLAESSNER, S. 149 (ex parte).

Material: Abdruck eines fast vollständigen Abdomens eines ausgewachsenen Exemplares. Sammlung des staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden.

[4]) WOODS, 1925—31, p. 68, t. 18, f. 1—4, Textf. 11.

Fundort: Pennrich bei Dresden, Plänersandstein, oberstes Cenoman oder tiefstes Unterturon.

Beschreibung: Das neue Exemplar läßt zum erstenmal alle Einzelheiten der Skulptur des Abdomens erkennen. Das erste Segment trägt einen medianen Höcker, das zweite je einen vor und hinter der Transversalfurche, die beiden folgenden je zwei eng nebeneinanderliegende vor und hinter der Furche. Auf dem fünften finden sich zwei Höcker, die Querfurche fehlt. Das sechste, das bisher in guter Erhaltung noch nicht bekannt war, trägt sechs stumpfe Höcker, die auf der vorderen Hälfte seiner Oberfläche in zwei Längsreihen zu beiden Seiten einer medianen Furche angeordnet sind. Außerdem finden sich auf den Segmenten schräge Furchen und beiderseits ein grob gekörnter Kiel, der die Pleuren vom Tergum trennt. Die Ränder der Pleuren sind mit einigen Spitzen versehen. Das haben schon frühere Autoren festgestellt. Das Telson fehlt, aber die großen Uropoden sind — wenn auch undeutlich — erhalten.

Bemerkungen: Durch das vorliegende Stück wird die Art zum erstenmal aus der sächsischen Kreide bekannt. Bisher wurde sie in der Kreide von Westfalen, Schlesien, Böhmen und Schweden gefunden. Das Alter ist Turon und Untersenon, die Fazies meist sandig, selten (Priesen in Böhmen) tonig. Die Gattung[5]) ist zuerst durch eine sehr primitive Form im unteren Apt von England vertreten, dann findet sie sich im Albien der Schweiz[6]), im Cenoman von Böhmen, im Turon von Böhmen und Frankreich. Im Senon ist sie dann in der ganzen Welt verbreitet, sie wurde in Japan, Nordamerika, Belgien, Norddeutschland und Afrika gefunden. Dann kommt sie im Untereozän von England und Norddeutschland vor, ferner findet sie sich an der Grenze von Obereozän und Oligozän in Österreich und im Mitteloligozän in Norddeutschland. Ein letzter rezenter Vertreter lebt in den japanischen Meeren. *Linuparus* ist eine der am auffallendsten persistierenden Macrurenformen. Bei einem weltweit verbreiteten Typus ist das besonders eigenartig. Er unterscheidet sich von der gewöhnlichen Langustenform, aus der er hervorgegangen ist, nur durch geringfügige Merkmale, die nicht als Anpassung an besondere Lebensverhältnisse gedeutet werden können. Darin scheint mir die Erklärung für das Fortbestehen des Typus zu liegen, der eine deutliche Blütezeit im Turon und Senon erlebte und sich seither im Abstieg befindet, aber weder ausstarb, noch wie so viele andere höher spezialisierte kretazische Crustaceen (Natantia, die langscherigen Nephropsidea, Homoliden, Dynomeniden) in der Zeit der postkretazischen Regressionen (Beurlen, 1931) in die Tiefsee verdrängt wurde.

5. *Linuparus duelmenensis* (Geinitz) var. *carinata* nov. var.

Tafel 28, Figur 6

1930 *Linuparus duelmenensis?*, M. Glaessner, 1930 a, S. 149 f.

Material: Fünf Abdominalsegmente und der hinter der Cervicalfurche liegende Teil des Cephalothorax. Sammlung des Nationalmuseums in Prag.

[5]) Ortmann und Woods haben die fossilen Formen, die unter verschiedenen Namen beschrieben worden waren, richtig mit der lebenden Gattung vereinigt (vgl. Fossilium Catalogus, 41, S. 231 ff.). Die Einwände von Rathbun und Beurlen bezüglich der amerikanischen Arten halte ich nicht für ausreichend begründet. Dagegen könnte man vielleicht später nachweisbar näher verwandte Arten in Untergattungen zusammenfassen.

[6]) Hier stellte sie Dr. W. Quenstedt fest, der mir diese Tatsache freundlicherweise mitteilte.

Fundort: Berg Hradek bei Groß-Czernosek an der Elbe, Bezirk Leitmeritz, Böhmen. Konglomerat des obersten Cenoman.

Beschreibung: Über dieses Stück, das ich 1927 fand, schrieb ich 1929 (a. a. O., S. 150): „Wenn auch nicht alle erkennbaren Einzelheiten mit den typischen Exemplaren (von *L. duelmenensis)* übereinstimmen, so halte ich doch eine Abtrennung des Stückes als eigene Art nicht für zweckmäßig. Es handelt sich um eine Jugendform (Länge von der Cervicalfurche zum Hinterrand 15 mm), deren Erhaltungszustand auch von dem der anderen Stücke abweicht. Der Carapax ist gleichmäßig gekörnt, der Mittelteil trägt gröbere Höcker. Die Abdominalsegmente haben einen ununterbrochenen Längskiel, die Körnelung ist zu beiden Seiten dieses Kiels am stärksten und fehlt in den Furchen. Diese Merkmale sind erfahrungsgemäß nicht konstant." Nachdem nun ein neues Exemplar von *L. duelmenensis* mit vollständigem, wohlerhaltenen Abdomen bekanntgeworden ist, lassen sich die Unterschiede und Ähnlichkeiten besser beurteilen. Nun erscheint es zweckmäßig und notwendig, den erwähnten Fund zwar nicht als eigene Art, aber doch als Varietät zu betrachten. Die Skulptur des erhaltenen Carapaxfragments und der seitlichen Flächen und Kiele des Abdomens und vor allem die bezeichnenden Furchen auf den Abdominalsegmenten stimmen überein. Dagegen ist das Vorhandensein eines einheitlichen scharfen und ungekörnten Mediankiels auf dem Abdomen, der von den Querfurchen nicht unterbrochen wird, ein deutliches Unterscheidungsmerkmal. Es wurde bei *L. duelmenensis* nie beobachtet und genügt zur Begründung einer Varietät, selbst wenn man in anderen Fällen die Ornamentierung des Dekapodenpanzers nicht für konstant hält. WOODS hat das Vorhandensein eines solchen Kiels bei *L. carteri* REED aus dem Apt als besonders bezeichnend hervorgehoben. Diese Art besitzt auch andere Unterscheidungsmerkmale. Vielleicht ist dieser Kiel, der auch bei anderen Palinuriden auftritt, ein primitiver Charakter. Bei den jüngeren Formen von *Linuparus* löst er sich allmählich in einzelne Höcker auf.

6. *Linuparus africanus* n. sp.[7])

Tafel 28, Figur 7

1904 *„Macrure"*, F. SOLGER, S. 231.
1909 *Glyphea* sp., C. GUILLEMAIN & E. HARBORT, S. 415.
1929 *Glyphea?* sp., M. F. GLAESSNER, S. 193.

Material: 1. Ein verdrückter Carapax, linke hintere Ecke und Hinterrand weggebrochen. Holotyp (Taf. 28, Fig. 7).

2. Ein mangelhaft erhaltener Panzer. Sichtbar sind: Die Seitenteile des Carapax bis zur Cervicalfurche, das Epistom und die ersten beiden freien Antennenglieder, Reste von Mandibeln und mehreren Pereiopoden und unvollständige Abdrücke der Abdominalsegmente 2—5 (Textabb. 4).

---

[7]) Zugleich mit den beiden zu dieser Art gehörenden Stücken erhielt ich noch vier Exemplare einer *Callianassa* sp. von verschiedenen Lokalitäten des Senon am Mungo-Fluß (Profil 2, Profil 4 und Bombe). HARBORT bezeichnete sie 1909 als *Hoploparia* sp. Das Material reicht zur Beschreibung nicht aus. Die Scheren sind glatt und rechteckig, der unbewegliche Finger trägt einen Zahn. Auch ein Scherenfragment eines Brachyuren oder Paguriden liegt mir vor, es wurde von HARBORT 1909 irrtümlich als *Callianassa* sp. bestimmt. In dem vorliegenden Material fand sich nichts, was die Bestimmungen der von SOLGER angeführten Brachyuren *(Dromiopsis* und *Binkhorstia)* gerechtfertigt hätte. Sie beruhen wohl nur auf Fragmenten.

Fundort: Mungo-Fluß, Kamerun, Westafrika. Exemplar 1 vom „Profil 2, Bank 5, Schicht b" nach der GUILLEMAIN'schen Aufnahme und Beschreibung (sandiger Mergel). Exemplar 2 gefunden „unterhalb Balangi" (kieseliger Sandstein).

Alter: Santonien, vielleicht oberes Coniacien (nach Mitteilung von Herrn RIEDEL). Mungo-Kreide.

Sammlung: Exemplar 1 in der Preußischen Geologischen Landesanstalt (Taf. 28, Fig. 7), Exemplar 2 im Museum für Naturkunde in Berlin (Textabb. 4).

Diagnose: *Linuparus* mit weit vorne liegender Cervicalfurche, Ornamentierung des vorderen Carapaxabschnittes durch wenige, regelmäßig angeordnete spitze Höcker. Abdominalsegmente mit Querfurchen und einem medianen unterbrochenen Längskiel.

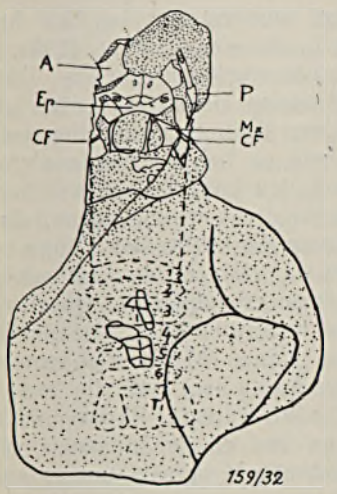


Abb. 4. *Linuparus africanus* n. sp. Senon (Mungo-Kreide), Westafrika. Unterseite. A Stielglied der rechten Antenne, Ep Epistom, P Rest eines Pereiopoden, M äußerer Maxillarfuß, Medianteil beschädigt. CF Cervicalfurche. 1—6 Abdominalsegmente, T Telson. Der vermutliche Umriß des Körpers ist angedeutet. $^2/_3$ nat. Gr.

Beschreibung: Die V-förmige Cervicalfurche schneidet die Mittellinie des Carapax in ihrer vorderen Hälfte. Der hintere Teil des Carapax zeigt drei deutliche Längskiele, die mit vorwärtsgerichteten, spitzen Höckern besetzt sind. Dazwischen finden sich viele verschieden große Körnchen in unregelmäßiger Verteilung. Vor der Cervicalfurche biegen sich die beiden Seitenkiele gegen die Mitte. An die Stelle des Mittelkiels treten zwei stumpfe Erhebungen, die miteinander eine ovale und vorne zugespitzte Fläche einschließen. Auf den Erhebungen sitzen je zwei größere Höcker, ein ähnlicher bildet die mediane vordere Spitze. Die Abstände dieser fünf Höcker verhalten sich so, daß der mediane mit den beiden vorderen die Eckpunkte eines gleichseitigen Dreiecks, die vier seitlich von der Mittellinie liegenden die Eckpunkte eines Quadrates ergeben. Vor dem vordersten Höcker liegen noch vier größere, deren Verbindung ein quergestelltes Rechteck bildet. Das vordere Paar davon wird gewöhn-

lich als „Frontalhörner" bezeichnet. Die Hepatikalkanten sind deutlich entwickelt und mit einzelnen Körnchen besetzt. Sie enden vorne mit je einem breiten Stachel. Zwischen den Kielen und Erhebungen ist der Carapax vor der Cervicalfurche glatt, mit Ausnahme von 3 bis 4 Körnchen jederseits innerhalb des Seitenkiels. Die Gestalt des mit den Antennenbasen verwachsenen Epistoms ergibt sich aus der Abbildung. Vom Sternum ist nur der vorderste Teil erhalten (Exemplar 2, isoliert und undeutlich). Er zeigt stark entwickelte Höcker. Die Abdominalsegmente 2—4 sind mit einem kräftigen Längskiel versehen, von dem die Flächen dachförmig abfallen. Der Kiel war wahrscheinlich nicht mit deutlichen Höckern besetzt. Er wurde auf jedem Segment von einer sehr scharf ausgeprägten Querfurche durchschnitten. Die Oberfläche des Abdomens ist mit feinen Vertiefungen bedeckt.

Vergleiche: Von *Linuparus duelmenensis* (GEINITZ) unterscheidet sich die neue Art durch die Skulptur des vorderen Carapax-Abschnitts. Er weist hier fast keine Körnelung, sondern nur die fünf hinteren und vier vorderen Höcker auf, die auch bei *L. japonicus* NAGAO (1931, p. 212, pl. 14, f. 1—3) und *L. canadensis* (WHITEAVES) beschrieben wurden. Die Stellung der Höcker und der schwachen Kiele, auf denen sie sitzen, entspricht etwa der Skulptur von *L. japonicus*, die fünf hinteren schließen eine „lanceolate area" und kein gleichschenkliges Dreieck ein, wie es bei *L. canadensis* angegeben wird. Die vier vorderen Höcker dagegen bilden kein Trapez wie bei *L. japonicus*, sondern ein Rechteck. Die Cervicalfurche liegt weiter vorne, als bei der japanischen Art, wo sie die Medianlinie hinter der Mitte der Länge schneidet. Den Abdominalsegmenten von *L. japonicus* NAGAO, *L. vancouverensis* (WHITEAVES) und *L. euthymei* ROMAN ET MAZERAN fehlen die Querfurchen, die bei *L. africanus* wie bei *L. duelmenensis* sehr deutlich sind. Die tertiären Arten und die rezente Form haben am Abdomen keinen Mediankiel, sondern nur einzelne Höcker. Im allgemeinen kann man feststellen, daß die neue Art aus dem Senon von Westafrika den gleichzeitig in Kanada, Japan und Europa lebenden Formen *L. canadensis*, *L. japonicus* und *L. duelmenensis* sehr ähnlich ist, sich aber doch von allen durch konstante Merkmale unterscheidet.

7. *Cyphonotus incertus* BELL.

Tafel 28, Figur 8—10

1863 *Cyphonotus incertus*, TH. BELL, p. 8, t. 1, f. 17—19.

Material: Ein Carapax mit erhaltener Schale, Seitenränder beschädigt. Sammlung des staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden.

Fundort: Ratssteinbruch Dresden—Plauen. Feinkörniges, glaukonitisches Konglomerat, Grenze von Cenoman und Turon, wahrscheinlich Zone des *Actinocamax plenus*. Typus der Art von Horningsham, South Wiltshire, England (Cenoman, Upper Greensand).

Beschreibung: BELL hat die Art zutreffend beschrieben und auch eine gute Frontalansicht des Holotyps gegeben. Die Abbildung der Dorsalseite ist aber irreführend und würde die Identifizierung des neuen Exemplars nicht ermöglichen, deshalb wird sie hier nach einem Lichtbild dargestellt, das mir von der Geologischen Abteilung des British Museum (Natural History) freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurde. Ich konnte außerdem das neu gefundene Stück mit dem Original vergleichen und einwandfrei feststellen, daß

es sich um die gleiche Art handelt. Bei dem Dresdner Exemplar ist, wie erwähnt, die Schale erhalten, während sie bei dem Typus fehlt. Dadurch sind die Regionen, besonders das Gastral- und Urogastralfeld, etwas deutlicher zu sehen. Dagegen bemerkt man nichts von der Branchiocardialfurche. Die Skulptur, die bei Brachyuren auf dem Steinkern und auf der Schale meist verschieden ausgebildet ist, besteht aus gröberen Körnchen, zwischen denen sich ganz kleine, nur mit der Lupe sichtbare Erhöhungen finden. Das Metagastralfeld ist glatt. Die Körnchen sind auf den Metabranchialregionen in transversalen Reihen angeordnet. Stirn und Augenrinnen stimmen mit dem Typus überein.

Die Gattung *Cyphonotus*, systematische Stellung und Synonymie

Im Fossilium Catalogus **41**, S. 134 und 427, habe ich 1929 die Gattung *Cyphonotus* Bell in die Familie Dynomenidae der Dromiacea eingereiht, wobei ich Beurlen (1928, S. 180) gefolgt bin. Die Begründung dafür liegt in der Ausbildung der Stirn, der Augenrinnen und der Regionen des Carapax. Zu dieser Gattung gehören nun noch einige andere Formen, deren Stellung bisher nicht richtig erkannt wurde. Zunächst erwähne ich das Genus *Distefania* Checchia-Rispoli (1917, p. 174) aus dem unteren Cenoman von Sizilien. *Cyphonotus* soll sich von dieser Gattung dadurch unterscheiden, daß die englische Form kleiner, nicht so breit und hinten mehr eingezogen *(ristretto)* ist; ferner dadurch, daß die Seitenränder nicht mit Vorsprüngen versehen *(interi)* und die Regionen weniger differenziert sind. Alle diese Unterschiede sind graduell und nur von spezifischer Bedeutung. Ferner gehört hierher auch eine sehr interessante Form aus dem oberen Malm, die zuerst von Gemmellaro (1869, p. 15, t. 2, f. 58, t. 3, f. 1) als *Prosopon oxythyreiforme* beschrieben wurde und die man später den Gattungen *Oxythyreus* oder *Cyclothyreus* zugeteilt hat. Sie kommt im „Untertithon" von Südfrankreich und Österreich (Glaessner, 1931, S. 4), im Tithon von Sizilien und Mähren und wahrscheinlich noch im Neokom des Salève bei Genf vor. *C. oxythyreiformis* unterscheidet sich von *C. incertus* durch folgende Merkmale: Die Skulptur ist unregelmäßig, die Seitenzähne sind groß und deutlich getrennt, die Stirn ist breit, meist rechteckig und mäßig gefurcht. Die Cervicalfurche ist seitlich gerade und quergerichtet, ihr medianer Teil bildet einen Halbkreis. Cervical- und Branchiocardialfurche sind fast gleich deutlich, die inneren und äußeren Längsfurchen seitlich der Cardialregion sind gleich stark entwickelt.

Um die Verwandtschaftsverhältnisse der besprochenen Gattung klarzustellen, ist es vielleicht nicht überflüssig, hier eine Liste der Gruppe von jurassischen und kretazischen Dynomeniden zu geben, zu denen *Cyphonotus* nähere Beziehungen zeigt. Diese Gruppe steht zwischen einem Ausgangsstadium, das an jurassische *Pithonoton*-Formen (Prosoponiden) anschließt, und der Gattung *Dromiopsis* aus der obersten Kreide, die den rezenten *Dynomene*-Arten schon sehr ähnlich ist.

Cyclothyreus Remeš, 1895		
C. reussi (Gemmellaro)[8])	Tithon	Sizilien, Mähren, Ungarn
Oxythyreus Reuss, 1858		
O. gibbus Reuss	Tithon	Sizilien, Mähren, Ungarn

Cyphonotus BELL, 1863		
C. incertus BELL	Galt, Cenoman	England, Sachsen
C. himerensis CHECCHIA-RISPOLI[9])	Cenoman	Sizilien
C. oxythyreiformis (GEMM.)	Neokom	Savoyen,
	Tithon	Sizilien, Mähren,
	„Untertithon",	Österreich, Südfrankreich,
C. ? transitorius (REMEŠ)	Tithon	Mähren
C. ? (non Pithonoton!) renevieri (TRIBOLET)	Neokom	Schweizer Jura
Trachynotus BELL, 1863		
T. sulcatus BELL[10])	Cenoman	England

Literatur

BELL, TH.: A Monograph of the fossil malacostracous Crustacea of Great Britain. — Pal. Soc. London. Part II, 1863.

BEURLEN, K.: Die fossilen Dromiaceen und ihre Stammesgeschichte. — Pal. Z. **10**, S. 144, 1928.

—: Die Besiedlung der Tiefsee. — Natur u. Museum, **61**, S. 269, 1931.

CHECCHIA-RISPOLI, G.: *Distefania*, nuovo genere di Brachiuri del Cenomaniano della Sicilia. — Boll. Soc. zool. Ital. (3), **3**, S. 173, 1917.

FRITSCH, A. & KAFKA, J.: Die Crustaceen der böhm. Kreideformation. — Prag 1887.

GEINITZ, H. B.: Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. — Freiburg 1849—50.

—: Bemerkungen über *Podocrates Duelmensis* und *Klytia Leachi*. — N. Jb. Min. S. 756, 1863.

GEMMELLARO, G. G.: Studi paleontologici sulla fauna del calcare a *Terebratula janitor* del Nord di Sicilia. — Palermo 1869.

GLAESSNER, M.: Crustacea decapoda. — Fossilium Catalogus, **41**, 1929.

—: Dekapodenstudien. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **63**, S. 137, 1930. — [1930 a].

—: Neue Krebsreste aus der Kreide. 1. Teil. — Dies. Jb., **51**, S. 1, 1930. — [1930 b].

—: Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. — Jb. geol. B.-A. Wien, **81**, S. 1, 1931.

GUILLEMAIN, C. & HARBORT, E.: Beiträge zur Geologie von Kamerun XII. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **62**, S. 405, 1909.

HARBORT, E.: Die Fauna der Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **45**, S. 1, 1905.

NAGAO, T.: Two new Decapod species from the Upper Cretaceous Deposits of Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., (4), **1**, S. 207, 1931.

RATHBUN, M. J.: The fossil stalk-eyed Crustacea of the Pacific slope of North-America. — U. S. nat. Mus. Bull. **138**, 1926.

REMEŠ, M: Beiträge zur Kenntnis der Crustaceen der Stramberger Schichten. — Bull. int. Acad. Sci. Bohème, **2**, S. 200, 1895.

SCHLÜTER, C.: Die Macruren Decapoden der Senon- und Cenomanbildungen Westfalens. — Z. deutsch. geol. Ges., **14**, S. 702, 1862.

—: Neue und weniger gekannte Kreide- und Tertiärkrebse des nördlichen Deutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges., **31**, S. 536, 1879.

SOLGER, F.: Die Fossilien der Mungo-Kreide in Kamerun. — In: ESCH, Beiträge zur Geologie von Kamerun. 1904.

WOODS, H.: A Monograph of the fossil Macrurous Crustacea of England. — Pal. Soc. London, 1925—1931.

Naturhistorisches Museum in Wien, März 1932.

[8]) Nach meinen unveröffentlichten Untersuchungen über die Crustaceen aus dem Tithon von Stramberg in Mähren sind die Arten *Prosopon reussi* GEMM., *Prosopon tithonicum* GEMM., *Prosopon latum* MOERICKE und *Cyclothyreus strambergensis* REMEŠ synonym.

[9]) *„Distefania sicula"* vom selben Fundort habe ich schon im Fossilium Catalogus mit *„Distefania" himerensis* vereinigt. Die Unterschiede beruhen teils auf verschiedener Erhaltung, teils sind sie durch die auch bei anderen Arten beobachtete starke Variabilität zu erklären.

[10]) *Trachynotus* unterscheidet sich von *Cyphonotus* nur durch die transversal kräftig gefurchten Branchialregionen.

Druckfertig eingereicht am 31. März 1932
„Imprimatur" erteilt am 12. September 1932

Die Fortsetzung der Finnestörung zwischen Saale und Elster

Von Otto Steiner, Jena

Hierzu Tafel 29 und 1 Abbildung

Von der Finnestörung, einer der wichtigsten Störungslinien im Thüringer Becken, hat nur der nordwestlich der Saale verlaufende Teil eine eingehendere Bearbeitung gefunden, während sich mit ihrem weiteren Verlauf nach SO nur K. Walther (1905) näher befaßte. Gelegentliche Notizen finden sich allerdings auch bei E. Schütze (1898), E. Philippi (1910) und bei von Freyberg (1923).

A. Stratigraphie

Am geologischen Aufbau des sich zwischen Saale und Elster erstreckenden Gebietes sind Ablagerungen des Kulms, des Zechsteins und der Trias, des Tertiärs, Diluviums und Alluviums beteiligt. Es wurde eine Neuaufnahme im Maßstab 1 : 25 000 durchgeführt. Die beigegebene Karte ist auf 1 : 50 000 verkleinert. Bei der Kartierung machten sich vornehmlich über den Buntsandstein auf Blatt Eisenberg eingehendere stratigraphische Untersuchungen notwendig. Die Ergebnisse seien kurz mitgeteilt.

Es bestehen wesentliche Abweichungen in der Ausbildung des Buntsandsteins auf dem Blatt Eisenberg von den weiter südöstlich gelegenen Blättern Neustadt und Kahla[1])

für den Unteren Buntsandstein:

1. in der Zunahme des Karbonatgehaltes.
2. dem Auftreten von Rogensteinen und oolithischen Sandsteinbänken in su_2,
3. dem Fehlen der Geröllzone an der Basis von su_1 und in su_2.
4. su_2 besteht auf Blatt Eisenberg aus einem Wechsel von verschiedenkörnigen Sandsteinbänken und roten Letten, die einen lehmigen, rotgefärbten Verwitterungsboden bedingen, der wasserundurchlässig ist.
5. su_3 zeichnet sich durch die sandige Beschaffenheit des Verwitterungsbodens aus. Graugrüne Letten mit zahlreichen Estherien finden sich nur im unteren Teil der Abteilung, wo sie mit feinkörnigen, oolithischen Sandsteinen, sogen. Eisensteinen und lockeren Sanden wechseln. Auch die von Kolesch (1911) beschriebenen Eisensandsteine finden sich in diesem Teil.

für den Mittleren Buntsandstein:

1. in der Kaolinarmut oder -freiheit der sogenannten Kaolinschichten (die Anreicherung des Kaolingehaltes zwischen Gösen—Eisenberg steht mit den vorhandenen Störungen im ursächlichen Zusammenhang).
2. im Fehlen der Geröllzone in sm_1 u und der mangelhaften Ausbildung in sm_1 o.

[1]) Über die Gliederung des Buntsandsteins siehe K. Kolesch (1908, 1911, 1919), E. Schröder (1929).

3. im Fehlen von Kugelsandsteinen an der Basis von sm_2, dafür Auftreten eines neuen Kugelsteinhorizontes 1,50 m unter den *Arenicolites*-Bänken, die hier in zwei Zonen auftreten.
4. in der Ausbildung eines an der Basis liegenden, bis 3 m mächtigen Konglomerats im sm_3, das in den Karneolhorizont übergreift.
5. in der Anzahl der gervillienführenden Bänke (mindestens 10) auf Blatt Eisenberg.

Einen Übergang zwischen beiden Ausbildungsarten vermitteln die Blätter Gera und St. Gangloff, wo man in den mehr südlich gelegenen Gebieten Anklänge an den Neustadt-Kahlaer, in mehr nördlich gelegenen solche an den Eisenberg-Langenberger Typus findet. So nimmt auf Blatt Gera das Konglomeratlager an der Basis des su_1 nach N hin an Mächtigkeit ab, um schließlich ganz zu verschwinden. Im su_2 finden sich im Süden Geras am Wartenberg bei Seifertsdorf noch Gerölle, die nördlich der Stadt fehlen, während die hier auftretenden Rogensteine dort nicht ausgebildet sind[2]). Übergänge zwischen beiden Gebieten finden sich nach Kolesch zwischen Zeulsdorf und dem Geraer Stadtwald. Die Abänderung vollzieht sich in der Richtung SW—NO. In dieser Richtung ist auch eine Verfeinerung des Kornes und eine Abnahme der Gesamtmächtigkeiten der einzelnen Schichtenstöße festzustellen.

Auch innerhalb des Blattes Eisenberg finden sich Unterschiede in der Ausbildung. So sind die Bröckelschiefer an der Basis des su_1 nur im südöstlichen Teil des Blattes typisch entwickelt. Im su_2 gibt es eine Ausbildungsart, die sich von der normalen durch die Kaolinarmut und das feinere Korn der Sandsteine unterscheidet, die meist schaumig-porös sind. Im Mittleren Buntsandstein zeigt der Bausandstein eine kaolinreiche und eine kaolinfreie Ausbildung.

Sandsteinbänke und Lettenlagen sind keineswegs immer horizontbeständig; sie gewinnen oft an Mächtigkeit, um schließlich wieder ganz zu verschwinden.

Für den tektonischen Teil dürfte folgende Mächtigkeitstabelle von Nutzen sein:

Unterer Keuper:	40 m	nicht vollständig
Nodosusschichten:	35—40 m	
Trochitenkalk:	4—7 m	
Mittlerer Muschelkalk:	35—40 m	
Oberer Wellenkalk:	38 m	
Unterer Wellenkalk:	65 m	
Myophorienschichten:	15 m	
Ob. Buntsandstein so_2 / so_1	90 m	
Chirotheriensandstein:	10—20 m	
Bausandstein sm_{10}/sm_2	80 m	
Gervillienschichten:	30—40 m	
Kaolinschichten:	50 m	
Unt. Buntsandstein su_3:	90 m ?	
su_2:	70—80 m	
su_1:	40 m	
Obere Letten:	10 m	
Ob. Zechstein Plattendolomit:	15—25 m	
Untere Letten:	7 m (?)	
Anhydrit-Gips:	60—150 m	
Mittl. Zechstein:	20 m	
Unterer Zechstein	?	

[2]) Die von E. Zimmermann (1930, S. 40) geäußerte Ansicht, daß Rogensteine auf Bl. Gera fehlen, beruht auf einem Versehen. Im nordwestlichen Teil des Bl. Gera lassen sich überall Rogensteine nachweisen.

B. Tektonik[3])

Da das bearbeitete Gebiet dem Südostrand der Thüringer Mulde angehört, fallen die Schichten nach NW ein. Demnach kommen von SO nach NW immer jüngere Schichten zum Ausstreichen. Auf den Unteren Buntsandstein von Rüdersdorf und Tautenhain folgt südlich Eisenberg Mittlerer, zwischen Saasa und der Beuche Oberer Buntsandstein. Diesen schließen sich bis Camburg sämtliche Glieder des Muschelkalkes an, so daß bei Wichmar noch Unterer Keuper auftritt.

Die relativ geringe Breite der von SW nach NO gerichteten Ausstrichflächen — für die Gervillienschichten zwischen Klosterlausnitz und Eisenberg beträgt sie stellenweise nur 1,5 km — deutet auf ein verhältnismäßig starkes Fallen. Für die Umgebung Jenas berechnete Walther mindestens 2°. Unterstützt wird das Absinken der Schichten nach NW durch schwache, erzgebirgisch gerichtete Mulden und Sättel.

Diese allgemeine Lagerung wird nun gestört durch drei herzynisch streichende Störungszonen.

1. Die Camburg-Eisenberg-Geraer Störungszone

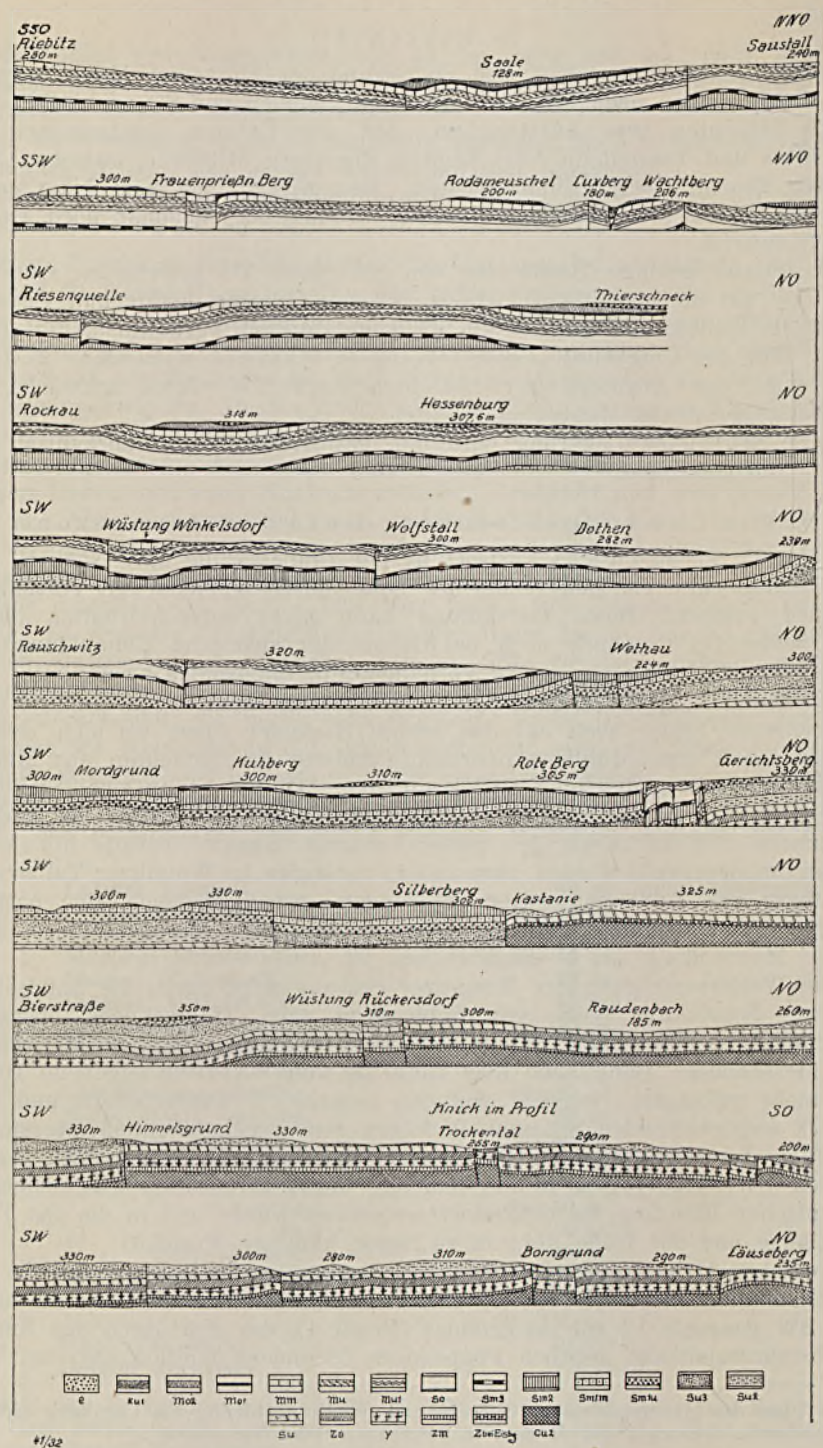
Sie stellt die eigentliche Fortsetzung der Finnestörung dar. Nach K. Walther (1905) sollte sie sich rechts der Saale durch muldenartige Vertiefungen kenntlich machen. Diese Darstellung kann nicht aufrechterhalten bleiben. Denn weder bei Camburg noch bei Gösen läßt sich eine Einmuldung nachweisen, bei Thierschneck ist ihr Vorhandensein mindestens zweifelhaft.

Bei Camburg greift vielmehr der nördliche der beiden von Henkel (1928) beschriebenen Sättel noch auf das rechte Saaleufer über, wo sich zwischen Tümpling und dem Mühlholz oberhalb Camburg die Schichten des Muschelkalkes zu einem großartigen Sattel aufbauen. Dieser ist an zwei Stellen geborsten. Einmal ist der von Walther anscheinend für die Mulde in Anspruch genommene Röt im Kern des Sattels, worauf Henkel bereits hinwies, an Spalten emporgepreßt worden, zum andern verlaufen im Wonnitzer Tal zwischen Wachtberg und Luxberg mehrere Störungen, zwischen denen eine nach SW geneigte Keuperscholle keilförmig zwischen Mittleren Muschelkalk im S und Oberen Muschelkalk im N eingebrochen ist.

Die Weiterverfolgung der Wonnitzer Störung wird durch die Lößdecke erschwert. Schon am Wege von Schleuskau nach Thierschneck biegen die Schichten flexurartig nach NO ab. Deutlich erkennbar wird dieses Abbiegen bei Thierschneck. Denn auch hier kann die von Walther gegebene Darstellung nicht beibehalten werden. Auf den zwischen Frauenprießnitz und Thierschneck ausstreichenden Schaumkalk folgen ganz regelmäßig und ungestört die Schichten des Mittleren und Oberen Muschelkalkes. Es könnte sich also nur um den SW-Flügel einer Mulde handeln, die sich nördlich Thierschneck in herzynischer Richtung bis Grabsdorf erstrecken würde und in die das Tertiär am Ellerig und der Höhe 314,9 m zu liegen käme (s. Profil 3).

Zwischen Grabsdorf und Poppendorf liegen die Schichten jedenfalls nicht so vollkommen normal, wie Walther meint. Vielmehr ist die Störung als nach SW geneigte Flexur ausgebildet (Profil 4), die sich durch das Einfallen der Terabratulabänke nördlich Poppendorf, besonders deutlich aber am Wolfs-

[3]) Über die Hermundurische Scholle und die Finnestörung bis Camburg siehe Arbeiten von L. Henkel, W. Heise, R. Herrmann, E. Naumann.


SSO
Riebitz
280 m
Saale
128 m
NNO
Saustall
240 m
SSW
300 m
Frauenprießn. Berg
Rodameuschel
200 m
Luxberg
180 m
Wachtberg
206 m
NNO
SW
Riesenquelle
Thierschneck
NO
SW
Rockau
318 m
Hessenburg
307,6 m
NO
SW
Wüstung Winkelsdorf
Wolfstall
300 m
Dothen
282 m
NO
SW
Rauschwitz
320 m
Wethau
224 m
NO
SW
300 m
Mordgrund
Kuhberg
300 m
310 m
Rote Berg
365 m
NO
Gerichtsberg
SW
300 m
330 m
Silberberg
Kastanie
325 m
NO
SW
Bierstraße
350 m
Wüstung Rückersdorf
310 m
300 m
Raudenbach
185 m
NO
260 m
SW
330 m
Himmelsgrund
330 m
Knick im Profil
Trockental
290 m
SO
200 m
SW
330 m
300 m
280 m
310 m
Borngrund
290 m
NO
Läuseberg
235 m
e
Su
Zo
y
Zm
Cu2
41/32

stall ausspricht, wo sie auch wieder in eine Verwerfung übergeht, an der Kippbewegungen stattgefunden haben.

Die Eisenberger Störungszone, die sich nach NW bis an die Straße Tünschütz—Dothen verfolgen läßt, erscheint gegen die Poppendorfer Störung um etwa 800 m nach NO versetzt. Sie war bereits Cotta (1840) bekannt, der in ihr die letzten Ausläufer der Finnestörung sah.

Zwischen Gösen und Eisenberg lassen sich mindestens vier unter sich parallele Verwerfungen nachweisen. Die beiden Hauptstörungen verwerfen Gervillienschichten und Kaolinschichten gegen Unteren Muschelkalk um 230 m. Zwischen beiden ist ein schmaler, mit 45° nach SW einfallender Rötstreifen eingeklemmt, der als Gleitmittel bei der Abscherung des Muschelkalkes diente. Dieser ist zu einem NW—SO streichenden Sattel aufgewölbt, der unmittelbar bei Eisenberg durch fünf Verwerfungen, die bis 80 m Sprunghöhe erreichen, zerstückelt ist.

Nur die beiden Hauptstörungen lassen sich über Gösen hinaus nach Tünschütz nachweisen. Hier ist die SW-Störung gut in der Schleife aufgeschlossen, die die von Petersberg nach Tünschütz führende Straße kurz vor dem Ort macht. Sie verwirft sm_2 und sm_3 um 20 m. Der Einfluß dieser Störung macht sich noch in dem starken Fallen des Wellenkalkes an dem von Dothen nach Kischlitz führenden Weg bemerkbar.

Die Nordverwerfung streicht nach Überschreitung der Wethau zwischen den beiden nordöstlich Tünschütz gelegenen Hügeln hindurch bis ans Bieletal, wo sie in einer schwachen Flexur ausklingt.

Die Tiefbohrung Tünschütz, steht dicht neben der Verwerfung, nur 120 m entfernt. Die Verwerfungsbrekzie wurde in 610 m Tiefe angefahren, woraus sich ergibt, daß die Eisenberger Störung mit 79° nach NO einfällt.

Die Eisenberger Störung verliert sich nun auch nicht bei diesem Ort, wie Cotta (1840) und E. Schmid (1879) meinten, mit Beendigung des Muschelkalkes, sondern streicht weiter nach SO unter dem Marktplatz hindurch zur Ausmündung der Eisenberger Rodelbahn an der Geraer Straße, durch das obere Wintertal, zur Robertsmühle, wo Plattendolomit neben Kaolinschichten zu lagern kommt. Mit Hilfe der Gervillienschichten konnte sie Kolesch noch bis zur Alten Straße (auch Hohe Straße genannt) verfolgen. Bis hierher hat sie — es läßt sich nämlich nur noch eine durchgehende Verwerfungslinie nachweisen — eine Sprunghöhe von 230 m. Nördlich, wo die Störung aus der NW—SO-Richtung in eine mehr west-östliche übergeht, beträgt sie 140—150 m. Zwischen Seifertsdorf und dem Borngrund sinkt sie auf nur 23 m herab.

Verursacht wird diese plötzliche Minderung durch Querstörungen, die südlich der Wüstung Rückersdorf und im Tale des Seifartsbaches in varistischer Richtung verlaufen. Die Sprunghöhe der nördlichen Störung beträgt da, wo su_2 und Untere Gervillienschichten verworfen werden, 120 m. Die Querstörung ist jünger als die Eisenberger, da sie diese verwirft. An der im Tale gelegenen Störung, durch die su_1 neben su_2 zu liegen kommt, finden auch heute noch Bodenbewegungen statt. Diese äußern sich in Bergrutschen und durch Senkungen des Bodens. Die Ursache dürfte die Auslaugung von Zechsteingipsen sein. Daß Zechstein nicht tief unter der Oberfläche ansteht, wird durch die Anreicherung kalkliebender Pflanzen angedeutet.

Zutage tritt Plattendolomit infolge der Störung im Trockental. Hier versickert der von Tautenhain kommende Bach. Am rechten Talgehänge sind ebenfalls Abrißnischen und Ablagerungen zweier größerer Bergrutsche zu sehen.

Durch das Klosterholz, wo sie ihre alte Richtung wieder annimmt, streicht die Verwerfung zum oberen Borngrund. Mit Hilfe der Rogensteinbank ist sie hier zum letzten Male nachzuweisen. Im Eleonorental liegen die Schichten horizontal. Nur bei Reichardtsdorf biegen sie in einer schwachen Flexur um 10 m nach NO ab.

Erst im Tännigt bei Pörsdorf tritt wieder eine kleine Störung auf, die su_3 um wenige Meter verwirft. In ihrer Streichrichtung liegt das Zechsteinvorkommen von Töppeln, das stark zerstaucht und gequetscht an einer WSW—OSO gerichteten Verwerfung gehoben worden ist, ebenfalls die Störung von Scheubengrobsdorf, an der su_3 um 40 m abgesunken ist. Diese streicht zum Waldhaus, wo nach Kolesch's Exkursionsberichten eine Verwerfung zwischen Mittlerem und Unterem Buntsandstein anzunehmen ist. Sie würde den Übergang vermitteln zu der langen Störungslinie, die sich vom Südrand des Heerberges bei Oberröppisch über Niebra nach Pohlen fortsetzt.

2. Die Gleinaer Störungslinie

Sie verläuft zwischen Raudenbach und Eleonorental nordöstlich von der Eisenberger ebenfalls in herzynischer Richtung. An ihr schneidet der zu einem Sattel mit nordöstlicher Streichrichtung aufgewölbte Zechstein ab und kommt neben su_1 und su_2 zu liegen. Die Spalte soll nach E. Schmid (1879) steil nach WNW einschießen. Auch an dieser Störung fanden Kippbewegungen statt. Die Sprunghöhe beträgt bis zu 75 m. Der Hauptstörung parallel verläuft am Steinsschäfer eine weitere.

3. Die Döbritschen-Rüdersdorfer Störungszone

Sie beginnt bei Döbritschen an der Saale. Hier zeigt sie deutlichen Muldencharakter, den sie im wesentlichen auch auf ihren weiteren Verlauf beibehält. Von der Camburg-Eisenberger Störungszone ist sie durch eine sattelförmige Aufbiegung der Schichten getrennt, die sich zwischen Thierschneck und Frauenprießnitz durch die hohe Lage des Schaumkalkes ausspricht (Profil 3). Mit der Einmuldung sind Verwerfungen verbunden, die sich am Wehrberg, am Frauenprießnitzer Berg, der Liedschke nordwestlich Frauenprießnitz, von hier durchs Tal der Riesenquelle bis nahe Rockau verfolgen lassen. Ihre Sprunghöhen betragen durchschnittlich 40 m.

Die Wehrbergstörung dürfte das fast rechtwinklige Umbiegen der Saale veranlaßt haben. An diesem Berge kreuzt sich die Döbritschen-Rauschwitzer Mulde mit einer nordöstlich streichenden, die vielleicht in Zusammenhang gebracht werden darf mit der tektonischen Linie, die W. Heise (1929) von Poserna über Stößen nach Camburg zieht.

Auch im oberen Hirschgrund lassen sich, wie E. Schütze (1898) richtig erkannte, Verwerfungen feststellen. Denn hier zeichnet weder Schmid noch Walther die Verhältnisse ganz richtig. 700 m westlich Wetzdorf schneidet dort, wo die Straße den Wald verläßt, Unterer Muschelkalk plötzlich ab und kommt neben Mittlerem Muschelkalk zu liegen. Da nun talaufwärts nicht hoch über der Sohle nochmals Schaumkalk auftritt, muß eine zweite zur ersten parallele Störung angenommen werden. Zwischen beiden Verwerfungen ist der Mittlere Muschelkalk grabenartig um 30—40 m eingebrochen.

Bei Rauschwitz klingt nun diese Störungszone, wie Walther meinte, nicht aus, sondern setzt sich weiter nach SO fort.

In der Streichrichtung der Döbritschen-Rauschwitzer Mulde liegen die Tertiärvorkommen von Saasa-Friedrichstanneck, Tautenhain, der Höhe 358,6 südwestlich des Koppberges und die dünne Kiesdecke des Thümmelberges[4]) bei Rüdersdorf. Aus der Tatsache, daß sich diese Tertiärreste nur in muldenartigen Vertiefungen erhalten haben können, kann auf die Fortsetzung der Döbritschen-Rauschwitzer Mulde Walther's bis Rüdersdorf geschlossen werden. Wir können daher von einer Döbritschen-Rüdersdorfer Mulde sprechen, auch wenn der Muldencharakter nicht immer deutlich in Erscheinung tritt (Profile 6—11). Dafür treten Verwerfungen auf, die den sicheren Beweis für die Fortsetzung der Störungszone erbringen.

Schon nördlich Döllschütz lassen sich kleinere Sprünge feststellen, von denen der bedeutendste den Terebratulakalk um 20 m verwirft. Zwischen Kuhberg und Eichberg bei Hainspitz kommt Röt neben Bausandstein zu liegen. Scharf ausgeprägt ist die von Kolesch an der Walkmühle im Mühltale festgestellte Störung, bei welcher der Nordflügel um etwa 50 m abgesunken ist. Auch heute finden hier noch Bergrutscherscheinungen statt. Gegen die Fortsetzung dieser Verwerfung nach SO spricht die Lagerung der Gervillienschichten.

Im Himmelsgrund bei Tautenhain stellen sich aber neue Störungen ein, von denen die Hauptstörung nach einer kurzen Unterbrechung am Goldborn zwischen Koppberg und Stübnitz su_2 und su_3 um wohl 40 m verwirft. Nach SO nimmt die Sprunghöhe ab und schließlich kommt die Störung bei Stübnitz zum Ausklingen. Am Südhang des Schafgrundes macht sich ihr Einfluß noch durch das muldenartige Abbiegen der Schichten geltend.

Herrmann (1927/28) zeigt, daß sich zwischen Gera und dem Kyffhäuser eine Scholle erstreckt, die mehrere 100 m über ihre Nachbarschaft gehoben ist. Demzufolge erscheint auch an unseren Störungen der Nordostflügel als der gehobene. Jüngeren Schichten, die auf den SW-Flügel bajonettförmig nach Osten vorspringen, liegen auf dem NO-Flügel älteren Schichten gegenüber, so bei Gera Paläozoikum neben Buntsandstein, südlich Eisenberg Unterer neben Mittleren Buntsandstein, südlich Gösen Buntsandstein neben Muschelkalk.

Bei Camburg drückt sich die Störung durch die Aufsattelung der Schichten aus, im Sattelkern wurde Röt emporgepreßt, im SW-Flügel ist eine schiefgestellte Keuperscholle grabenartig eingebrochen. Zwischen Tünschütz und Grabsdorf ist die Störung nur als schwache, nach SW gerichtete Flexur entwickelt, bei Schleuskau und Thierschneck ist gerade das entgegengesetzte Fallen zu beobachten. Bei Poppendorf geht die Flexur in Verwerfungen über, die sich nach SO bis über Gera hinaus verfolgen lassen.

Im wesentlichen erscheint also die nördliche Störungszone, die wir die Camburg-Eisenberg-Geraer nannten, als Flexur ausgebildet worden zu sein. Da, wo die mit ihr verbundene Oberflächenverkürzung zu stark war, kam es zum Zerreißen der Schichten. Dabei diente zwischen Eisenberg und Gösen Röt als Gleitmittel für den abscherenden Muschelkalk.

Die Bewegung ging nicht überall gleichmäßig vonstatten. An der Pohlener Verwerfung tauschten beide Schollen ihre tektonischen Rollen. Zunächst sank der NO-Flügel; später hob er sich und der SO-Flügel kam zum Absinken. An anderen Verwerfungen kam es zu kippenden Bewegungen. Ihre größte Intensität erreichten die Störungen bei Eisenberg, wo die Sprunghöhen bis zu 230 m

[4]) Auf Blatt St. Gangloff (Münchenbernsdorf).

betragen. Hier sind die Schollenränder auch stark gestaucht, zerdrückt und mehrfach zerbrochen.

Die Döbritschen-Rüdersdorfer Störungszone trägt zwischen dem Saaletal und Rauschwitz deutlich den Charakter einer Mulde. Daneben treten aber Verwerfungen auf, die jedoch keineswegs an den steiler gestellten NO-Flügel der Mulde gebunden erscheinen, sondern vielmehr gerade den SW-Flügel begleiten. Deshalb darf wohl auf ein jüngeres Alter der Verwerfungen geschlossen werden. Zwischen Hainspitz und Rüdersdorf lassen die Aufschlußverhältnisse keine zufriedenstellende Deutung der Lagerungsverhältnisse zu. Doch dürften die erhaltenen Tertiärreste auf einen Muldencharakter hinweisen. In die Augen fallender sind die Verwerfungen, welche Sprunghöhen bis zu 70 m erreichen.

Außer diesen herzynischen Bruchzonen treten in sehr untergeordnetem Maße auch varistische Linien auf. So benutzt die Saale bei Döbritschen, die Biele zwischen Rauschwitz und Mertendorf und die Wethau bei Petersberg varistisch gerichtete Einmuldungen.

Ebenso streichen die Aufsattelungen des Zechsteins bei Gleina und Töppeln—Rubitz—Brahmental. Störungen treten bei Töppeln und in der Wüstung Rückersdorf auf. Sie sind jünger als die herzynischen, da die Rückersdorfer Verwerfung die Eisenberger verwirft.

Entstehung und Alter

Die Störungslinien zwischen Camburg und Gera sind selbstverständlich durch dieselben Umstände bedingt und verursacht, die zur Entstehung der linkssaalischen Störungen führten. Da Herrmann diese erschöpfend behandelt hat, können wir darauf verweisen. „Unter tektonischem Seitendruck wurden im varistischen Untergrund zwei herzynisch streichende, 10—12 km voneinander entfernt liegende Bündel von Verwerfungen angelegt, die nach unten konvergieren und eine Keilscholle ausschnitten, die nach oben gepreßt wurde." Die Hebung war an der NO-Kante des nordwestlichen Abschnittes am größten. Im SO ist die Intensität der Störungen nur gering. Eine Schiefstellung der Scholle hat nicht stattgefunden. Daher fehlt zwischen Camburg und Gera eine seitliche Verschiebung, die bei der salzarmen Randfazies des Zechsteins wahrscheinlich auch gar nicht möglich gewesen wäre. Die Störung ist nur als steile, mit 79° nach NO einfallende Überschiebung ausgebildet.

Fragen wir nun nach dem Alter der Störungen, so müssen wir auch an dieser Stelle wieder betonen, daß wir wegen des Fehlens der ganzen Schichtenserie von der Trias bis zum Eozän Altersangaben nicht immer mit hinreichender Sicherheit machen können.

Wir beginnen im Osten. Zimmermann (1930) weist auf die geologische Bedeutung der Pohlener Verwerfung hin. Hier lassen sich drei Phasen der Bewegung festlegen. Wahrscheinlich in der frühen oder mittleren Rotliegendzeit ist der Nordflügel abgesunken, wie durch die mächtige Auflagerung des Oberrotliegenden, des Unteren und Mittleren Zechsteins bewiesen wird. Zwischen zm- und zo-Zeit kommt auch der Seitenflügel zum Absinken und wird vom Meer bedeckt. Dadurch kann Oberer Zechstein und Buntsandstein in der schmalen Geraer Bucht weit nach SO greifen. Da südlich Katzendorf[5]) Buntsandstein direkt auf Kambrium lagert, muß sich diese „aus dem Zechstein über-

[5]) Auf Blatt Greiz.

kommene Bucht durch abermalige Senkung zu Beginn der Buntsandsteinzeit erweitert"[6]) haben.

Heute liegt nun an der Pohlener Verwerfung Buntsandstein neben Schiefergebirge. Es müssen also auch nach der Buntsandsteinzeit, nach Zimmermann vermutlich am Ende des Mesozoikums, erneut Bewegungen stattgefunden haben, durch die der Südflügel gesunken sein soll. Vielleicht kommt auch eine Hebung des NO-Flügels in Frage, da ja dieser zur Hermundurischen Scholle gehört und diese als Ganzes über ihre Nachbarschaft gehoben erscheint. Da bei Niebra Tertiär, das Zimmermann dem Oligozän zurechnet, die Verwerfung ungestört überlagert, haben hier postoligozäne Bewegungen nicht stattgefunden.

Überschreiten wir die Elster nach NW, so sind uns für die älteren Phasen keine Anhaltspunkte mehr gegeben. Aus der Überlagerung der Störungslinien von Tertiär bei Frauenprießnitz, Rockau und Gösen ergibt sich aber einwandfrei ein alt- oder voreozänes Alter, da wir die tertiären Ablagerungen dem Eozän zuwiesen. Nach Philippi (1910) muß ein langer Zeitraum zwischen ihrer Bildung und den Ablagerungen des Tertiärs verstrichen sein, denn die durch die Verwerfungen bewirkten Niveauunterschiede waren ausgeglichen, als das Eozän zur Ablagerung kam. von Freyberg's Untersuchungen über die Landoberflächen machen ein kretazisches oder vorkretazisches Alter sehr wahrscheinlich.

Die Tertiärvorkommen zwischen Frauenprießnitz und Rüdersdorf sind, wie wir gesehen haben, in der Achse der Mulde und an den Störungslinien angeordnet. Es ist unwahrscheinlich, daß sich die Muldenform der südlichen Störungszone während der ganzen Abtragungszeit, die zu einer Landoberfläche führte, erhalten hat. Die Einmuldung, welche die Erhaltung der Tertiärreste ermöglichte, muß also jünger als die senone Fastebene sein. Wir haben bereits erwähnt, daß auch die an dieser Störungszone auftretenden Verwerfungen einer jüngeren Bewegungsphase angehören. Beide Bewegungen, die neuerliche Einmuldung und die Spaltenbildung werden daher wohl einer Phase angehören. Da das Tertiär auf beiden Seiten der Verwerfungen in gleicher Höhe liegt, muß auch diese Bewegung vor Ablagerung des Eozäns stattgefunden haben.

Aus der ungestörten Überlagerung der Störungslinien ergibt sich aber auch, daß posteozäne Bewegungen, wenigstens in der Umgebung von Eisenberg, nicht stattgefunden haben. Nicht so in anderen Teilen der Finnestörung. Schriel (1922) konnte am Kyffhäuser bei Frankenhausen und bei Steinthalleben durch posteozäne Gebirgsbildung entstandene Verwerfungen feststellen. Es ist nach ihm wahrscheinlich, daß es sich dabei nur um ein Wiederaufreißen präeozäner Störungen handelt. Soergel (1923) gelang es durch einen Vergleich der Gefällsverhältnisse, an präglazialen Laufstrecken der Ilm diluviale Bewegungen an der Finne in der Umgebung Rastenbergs festzustellen.

Auch hier folgen die Bewegungen vorgezeichneten Bahnen. Zeitlich sind sie nach Soergel eng mit der sogenannten ersten norddeutschen Vereisung verknüpft. Bei der großen Längserstreckung und dem verschiedenen Charakter der Finnestörung brauchen sich diluviale Bewegungen nicht überall abgespielt zu haben. Wir haben gesehen, daß sie bei Eisenberg und Gera trotz größeren Ausmaßes der Störungen fehlen. Es muß daher besonders auffallen, wenn der Saarbach bei Scheubengrobsdorf plötzlich in einem scharfen Winkel aus der NO- in die NW-Richtung umbiegt. Diese Bachverlegung hat, wie Zimmermann

[6]) Erläuterungen zu Blatt Waltersdorf, S. 49.

vermutet, diluviales Alter und ist dann nur durch neuerliche Bewegungen an den hier vorhandenen Verwerfungen zu erklären. Auch an der Saale werden sich vielleicht bei genaueren Untersuchungen über die Saaleterrassen diluviale Bewegungen feststellen lassen. Denn der scharfe Knick des Saalelaufes bei Döbritschen ist erst während des Diluviums entstanden, da die präglaziale Saale von Wichmar über Rodameuschel direkt nach Norden geflossen ist, wie sich aus den Terrassenablagerungen ergibt. Auch für diese Umbiegung müssen wahrscheinlich neu aufgelebte Spalten verantwortlich gemacht werden, deren Vorhandensein wir am Frauenprießnitzer Berg nachweisen konnten, am Wehrberg sehr wahrscheinlich gemacht haben[7]).

Alle weiteren Bewegungen, die im Gebiet der Störungszonen zwischen Saale und Elster stattgefunden haben, sind nur von der Oberfläche her verständlich. Hierher gehören zunächst Höhenveränderungen[8]). Kirchtürme und Ortschaften, die früher von bestimmten Stellen nicht zu sehen waren, tauchen am Horizont auf oder liegen bereits frei vor unseren Blicken. Von den bei Kahle (1886, 1899) aufgeführten Fällen fällt ein Teil in unsere Gegend. Auch von Poppendorf soll man früher Thierschneck nicht in dem Ausmaße gesehen haben wie heute. Hoffentlich kann diese Frage bald einmal durch Feinnivellements genauer überprüft werden. Kahle glaubt diese Änderungen auf Hebungserscheinungen zurückführen zu können, die nach Pfeiffer (vgl. Gerke, 1867) durch die Volumenvermehrung bei Umänderung von Anhydrit in Gips bedingt sein sollen. Mir erscheint die auch bereits von Kahle erwähnte Möglichkeit einer Senkung der zwischen den Ortschaften gelegenen Gebiete wahrscheinlicher. Diese ist durch Auslaugung von Gipsen und eventuell von Salzen hervorgerufen, zu denen das Wasser an den Störungslinien leicht hinabsinken konnte.

Hierfür sprechen auch die zahlreichen Erdfälle in der Poppendorfer und Mertendorfer Flur. Sie erreichen einen größten Durchmesser von etwa 40 m und Tiefen bis 4 m. Walther gibt von ihnen eine anschauliche Schilderung. Vereinzelt finden sie sich auch zwischen Hainspitz und Döllschütz. Während sie hier auf Gipsauswaschungen im Röt zurückgeführt werden müssen, sind sie bei Poppendorf durch solche im Mittleren Muschelkalk entstanden. Durch Auswaschungen von Zechsteingipsen sind die Erdrutsche und Bodensenkungen an den Störungslinien im Seifartstal zwischen Tautenhain und Seifartsdorf und im Trockental hervorgerufen.

Interessant ist ferner das Ansprechen der Döbritschen-Rüdersdorfer Störung beim Stadtrodaer Erdbeben vom 28. Januar 1926. Alle an ihr gelegenen Orte weisen 4 oder mehr Stärkegrade auf[9]). Die Isoseisten geben die Störungszone sehr gut wieder. Dagegen hebt sich die Eisenberger Störung nicht so deutlich von ihrer Nachbarschaft ab. Die im Streichen der Rückersdorfer Querstörung gelegenen Orte sind wiederum sehr stark erschüttert worden.

Es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß es nicht verwunderlich erscheint, wenn bei der verschiedenartigen Ausbildung der als Finnestörung zusammengefaßten Verwerfungen sich nicht alle Phasen der Bewegung an allen Teilstrecken der Störung nachweisen lassen. Trotzdem darf wohl aus dem Beispiel der Pohlener Verwerfung und dem Vergleich mit anderen thürin-

[7]) Bei dem geringen Ausmaß der Störungen bleibt es allerdings sehr zweifelhaft, ob diese posthumen Bewegungen in den Gefällsverhältnissen der Terrassen hervortreten.

[8]) Siehe Walther: Geologie von Deutschland, Abb. 5.

[9]) Roda hatte 6 Mercalligrade.

gischen Störungszonen der Schluß gezogen werden, daß die Störungszone der Finne als NW-Begrenzung der Hermundurischen Scholle bereits im Paläozoikum angelegt ist und alle späteren Bewegungen nur posthumen Bahnen folgen.

Die festgestellten Phasen ordnen sich wie folgt dem von Stille gegebenen Schema ein:

1. Phase in der frühen oder mittleren Rotliegendzeit	saalische Faltung
2. Phase zwischen zm- und zo-Zeit	pfälzische Faltung
3. Phase zu Beginn der Buntsandsteinzeit	pfälz. Nachphase
4. Phase vor- oder intrakretazisch, ev. jurassisch	subhercynische, ev. kimmerische Faltung
5. Phase voreozän	laramische Faltung
6. Phase posteozäne Bewegung bei Frankenhausen	pyrenäisch
7. Phase diluviale Bewegungen	
8. Phase rezente Bewegungen, Erdfälle, Höhenveränderungen.	

Zusammenfassung

1. Die Ausbildung des Buntsandsteins auf Bl. Eisenberg weicht von der auf den Blättern Neustadt und Kahla z. T. wesentlich ab.

2. Zwischen Saale und Elster verlaufen zwei herzynisch streichende Störungszonen, von denen die Camburg-Eisenberg-Geraer Störungslinie die Fortsetzung der Finnestörung bildet. Sie zeigt keinen Muldencharakter, wie Walther (1905) meinte, sondern hat sich aus einer Flexur entwickelt.

3. Die Döbritschen-Rüdersdorfer Störungszone hat Muldencharakter. Mit der Einmuldung sind Verwerfungen verbunden.

4. Die Finnestörung ist bereits im Paläozoikum angelegt. Alle späteren Bewegungen folgen posthumen Bahnen.

5. Auch heute finden in den Störungsgebieten noch Bodenbewegungen statt.

Angeführte Literatur:

von Cotta, B.: Bemerkungen über die Erhebungslinien im Thür. Flöz-Gebirge. — N. Jb. Min. 1840.

von Freyberg, B.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. — Fortschr. Geol. u. Pal., Heft 5, Berlin 1923.

—: Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands. Stuttgart 1926.

—: Die nutzbaren Begleitschichten der Braunkohle in Thüringen und ihre Muttergesteine. — Beitr. Geol. Thür., 1, Heft 5, Jena 1927/28.

Gerke: Beiträge zu den Höhenänderungen in der Umgegend von Jena infolge Hebung und Senkung des Bodens. — Mitt. geogr. Ges. Jena, 6, 2, 1887.

Henkel, L.: Die Finnestörung von Eckartsberga bis Camburg. — Dies. Jb. 1928, 49, I.

Heise, W.: Die tektonische Sonderstellung der Merseburger Buntsandsteinplatte. — Jb. hallesch. Verb., N. F., 8, 1929.

Herrmann, R.: Der Gebirgsbau Nordthüringens. — Beitr. Geol. Thür., 1, Heft 5, 1927/28.

Kahle, P.: Höhenänderungen in der Umgebung von Jena. — Mitt. geogr. Ges. Jena, 5, 1886.

—: wie vor. — Petermanns geogr. Mitt., 45, 1899.

Kolesch, K.: Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ostthüringen. — Dies. Jb. 29, I, 1908.

—: Die Leuchtenburgstörung und ihre südliche Fortsetzung. — Jber. Gymnas. Jena, 1909—1910.

—: Der untere Buntsandstein auf Blatt Neustadt (Orla). — Dies. Jb., 1911, I.

—: Beitrag zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins im Gebiet des Blattes Kahla. — Dies. Jb. 1919, **15**, II.
—: Manuskripte und Exkursionsberichte über Buntsandstein auf den Blättern: Gera, Langenberg, Münchenbernsdorf, Eisenberg.
Liebe & Zimmermann, E.: Erl. zur geol. Karte von Preußen, Bl. Waltersdorf (Langenbernsdorf). Berlin 1893.
Naumann, E.: Ein Aufschluß in der Finnestörung bei Rastenberg. — Dies. Jb. f. 1917, **38**, I.
Philippi, E.: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, 1910.
Schmid, E. E.: Erl. zur geol. Spez.-Karte von Preußen, Bl. Eisenberg, Berlin 1879.
Schriel, W.: Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., Heft 93.
Schröder, E.: Erl. geol. Karte Preuß., Bl. Kahla, 2. Aufl., Berlin 1929.
Schütze, E.: Tektonische Störungen der triadischen Schichten bei Eckartsberga, Sulza und Camburg. — Dies. Jb. f. 1898.
Sieberg, A.: Das Stadtrodaer Erdbeben. — Beitr. Geol. Thür., **1**, 1927/28.
Soergel, W.: Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen. — Fortschr. Geol. Pal., Berlin 1923.
Walther, K.: Geologische Beobachtungen in der Gegend von Jena in Thüringen. — N. Jb. Min., Beilagebd. **21**, Stuttgart 1905.
Zimmermann, E.: Erl. geol. Spez.-Karte Preuß., Bl. Gera, 2. Ausg., Berlin 1897.
—: wie vor. 3. Auflage, Berlin 1930.
—: Erl. zur Tiefbohrung Tünschütz. — Dies. Jb., **28**, Berlin 1907.

Karten:

Geologische Meßtischblätter: Bürgel, Camburg, Eisenberg, Gera, Greiz, Langenberg, Osterfeld, Ronneburg, Waltersdorf. Geol. Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Halle, Jena.

Druckfertig eingereicht am 18. März 1932
„Imprimatur" erteilt am 18. Juli 1932

Über die Crinoidengattung *Drepanocrinus* JAEKEL

Von HERTHA SIEVERTS, Bonn am Rhein

Mit 19 Textabbildungen

In seiner Abhandlung über „Phylogenie und System der Pelmatozoen" stellte JAEKEL 1918 die neue Crinoidengattung *Drepanocrinus* auf und gab ihr folgende Diagnose:

„Sessile Zwergform mit dünnwandigem Kelch, mit ziemlich hohem Radial- und Basalkranz. Arme gegabelt. Stiel zu einem kantigen, meist gedrehten Spieß verwachsen und mit dem Basalkranz fest verschmolzen. Der Spieß diente offenbar zum Einbohren in den mergeligen Kreideboden. (Genotyp: *D. sessilis* n. sp.) Obere Kreide, Labiatus Pläner, Broich, Mülheim a. R.".

Diese vorläufige Mitteilung, unterstützt durch einige Skizzen von Kelch und isolierten Armgliedern, blieb die einzige Beschreibung der interessanten neuen Gattung, die bisher in keiner weiteren Art und an keinem weiteren Fundort entdeckt wurde. Da die kurze JAEKEL'sche Diagnose die morphologischen Eigentümlichkeiten der neuen Form noch nicht erschöpfte, unternahm die Verfasserin eine Neubearbeitung, für welche die Herren Stadtschulrat WOERMANN, Dortmund, und Studienrat Dr. FRITZ FRANKE, Charlottenburg, ihre Aufsammlungen freundlichst zur Verfügung stellten.

Material: 8 Kelche, mehrere hundert isolierte Radialia und über 8000 isolierte Brachialia der Koll. WOERMANN; gegen 200 isolierte Brachialia der Koll. FRANKE.

I. Beschreibung

A. Der Kelch

Drepanocrinus sessilis ist eine ungestielte Zwergform mit einer zierlichen konischen Kelchkapsel. Proximalwärts verlängert sich diese in einen schlanken „Spieß", der sich bei den größeren Exemplaren gegen das Ende hin etwas verbreitert. Infolge der Kleinheit der Objekte ist es schwer zu entscheiden, ob die Kelche an der Spitze des Spießes unverletzt sind; an einigen Stücken sind Beschädigungen durch Spaltflächen nachgewiesen. Das größte Stück (Textabb. 1) besitzt eine Höhe von (mindestens) 3,7 mm (gemessen von den etwas beschädigten interradialen Zapfen bis zur Spitze des Spießes) und einen größten Durchmesser von 2 mm (dicht unter der Radialfacette). Die JAEKEL'schen Originale sind wahrscheinlich 12—15fach vergrößert dargestellt.

Soweit feststellbar, werden Kelch und Spieß zusammen nur aus einem einzigen Plattenkranz, den Radialia, aufgebaut. Denn bei der Untersuchung gut erhaltener Kelche bei starker Vergrößerung (u. d. L. 20—30fach) beobachtet man auf der Kelchaußenwand bis in die Spitze des Spießes hinein nur interradiale Nähte, aber keinerlei Querkommissuren, also z. B. radio-basale. Es bleibt auch kein Raum für einen Basalkranz oder gar einen Stiel übrig, wenn

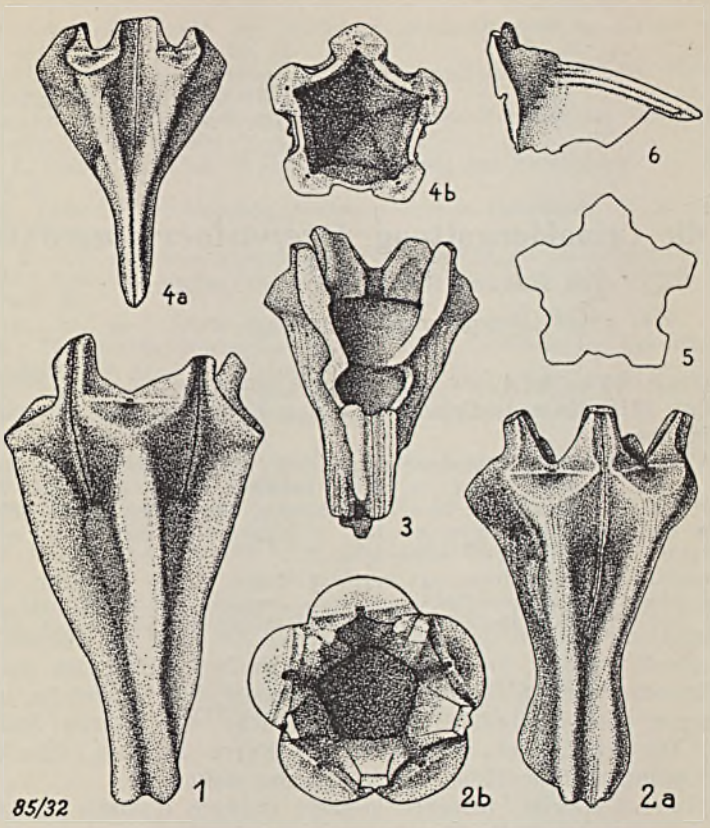


Abb. 1—6. *Drepanocrinus sessilis* JAEKEL. Kelche. Abb. 1. Größter Kelch. Rippen im Spieß leicht gedreht. Interradialnaht nur auf der proximalen Kelchwand sichtbar. Sekundärrippchen nicht eingezeichnet. 16×. — Stück nach dem Zeichnen verlorengegangen. — Abb. 2. Kelch mit drei unbeschädigten interradialen Fortsätzen. Spitze des Spießes verletzt. Grenze zwischen den Muskelgruben und denen des interartikulären Ligaments nicht erkennbar. 16×, a) von der Seite; Rippe links auf dem Spieß weit vorragend, b) Ventralansicht. — Abb. 3. Kelchhöhle und Interradial-Gelenkflächen eines teilweise aufgebrochenen Kelches. Ringkanal des apikalen Nervensystems durch Anwitterung freiliegend. Spitze des Spießes beschädigt. Fast 16×. — Abb. 4. Kleiner Kelch. 16×, a) von der Seite, b) von oben. — Abb. 5. Ventralansicht (Umriß) eines anderen kleinen Kelches. 16×. — Abb. 6. Fragment einer Radialplatte mit Dorsaldorn und Vertikalseptum an Stelle einer Medianrippe. Auf der Interradial-Gelenkfläche Einschnitt des angewitterten Radial-Ringkanals. Von der Seite. 16×. Koll. WOERMANN.

Zeichnungen: IRMGARD SCHEMMANN, Bonn.

man fünf isolierte Radiala — die ja bis in die Spitze des Spießes hineinreichen (s. u.) — aneinandersetzt. Für JAEKEL's Angabe, daß ein Basalkranz und ein mit diesem fest verschmolzener („zu einem kantigen, meist gedrehten Spieß verwachsener") Stiel vorhanden sei, fehlen jegliche Beweise. Die Interradialnähte sind im distalen Teil der Kelchkapsel stets deutlich sichtbar (und auch nur dort auf der Zeichnung des Holotyps, JAEKEL's Fig. 66 A, eingetragen). Hingegen kann ihre Erkennung auf dem Spieß infolge starker Annäherung der Haupt- und Sekundärrippen (s. u.) schwierig oder unmöglich werden.

Jedes einzelne Radiale ist eine dreiseitige, schmale, hohe Platte. Die Facette für das erste Armglied ist tief zwischen interradialen Fortsätzen eingesenkt. Diese Fortsätze, an deren Oberkante vielleicht die Kelchdecke ansetzte, sind infolge ihrer Feinheit häufig beschädigt (so auch am Holotyp, JAEKEL's Fig. 66 A). Die an sich dünne Platte wird auf der Außenseite durch eine kräftige, gerundete Mittelrippe versteift, die von der Facette bis in die Spitze des Spießes reicht (also weiter als an JAEKEL's Abb. 66 B eines isolierten Radiale) und dessen wesentlichen Bestandteil bildet. Bei großen Exemplaren sind diese Medianrippen im Verhältnis breiter als bei kleinen. Die Länge und Dicke der Mittelrippen kann in den verschiedenen Radien wechseln, wodurch der Kelch etwas asymmetrisch werden kann. Die schon von JAEKEL beobachtete Drehung der Rippen im Spieß ist auch an manchen neu vorliegenden Kelchen vorhanden (Textabb. 1). Den Medianrippen sind feine, leicht wellige Sekundärrippchen aufgesetzt, die sich auf dem Rücken der Hauptrippen unter spitzem Winkel treffen. Die Oberfläche der Radialplatten zwischen den Medianrippen ist mit grob-anastomosierendem Netzwerk bedeckt (auf den Zeichnungen nicht dargestellt).

An der Dorsalgrube der Radialfacette setzt bisweilen ein kräftiger, langer Stachel an, an den sich distalwärts ein dünnes Medianseptum anschließt (Abb. 6, 6 a). Diese bedornten Radialia sind bisher nur in Fragmenten bekannt; zwei Kelche zeigen Spuren (abgerollter) Stachelansätze. Ob diese Stücke (zusammen mit ähnlich bedornten Brachialia, s. u.) als selbständige Art aufzufassen sind, kann noch nicht entschieden werden. Gut erhaltene, nicht bedornte Radialia zeigen unterhalb der Dorsalgrube keine Verletzung; die Bedornung war also nicht die Regel.

Die Verbindung der Radialplatten untereinander ist syzygial („close synostosis" GISLÉN, 1924). Die Breite der interradialen Gelenkflächen nimmt von distal nach proximal ab, wie isolierte Radialplatten oder beschädigte Kelche (Textabb. 3) zeigen.

Die Radialfacette nimmt nicht die ganze Breite, sondern an kleinen Kelchen etwa $^1/_3$, an großen schätzungsweise $^5/_6$ des Radialoberrandes ein. Sie ist bei jugendlichen Exemplaren etwa ebenso lang wie breit, bei den erwachsenen queroval. Sie wächst mit zunehmendem Alter also vorwiegend in die Breite (Textabb. 5, 4 b, 2 b). Das Relief der Facette ist wenig ausgeprägt; sie ist nach außen geneigt und gehört zwei Ebenen an. Die große, aber flache Grube für das Dorsalligament, die undeutliche Gelenkleiste und die proximalen, seichten Gruben für das interartikuläre Ligament liegen in einer flach nach außen geneigten Ebene. Der distale (größere) Teil des i. a. Lig. und die Muskeln hingegen setzen auf den steil ansteigenden interradialen Fortsätzen an. Die dreiseitigen, schmalen, hohen Muskelfelder werden in ganzer Höhe durch die weite Ventralfurche getrennt; sie divergieren distalwärts stark.

Die Kelchhöhle ist bei den kleinen Exemplaren weiter als bei den großen (Textabb. 4 b, 2 b). Sie ist tief, reicht aber nicht bis in die Spitze des Spießes hinein; diese ist daher massiv. Die Gliederung des Raums in einen oberen, weiten, konischen Teil und in einen unteren, kleinen, globosen (Textabb. 3; JAEKEL's Fig. 66 B) kommt auch in der Wölbung der Kelchaußenwand zum Ausdruck (Textabb. 1, 2 a). Man könnte mit der Einengung des Kelchlumens das Einsetzen eines neuen Plattenkranzes, also der Basalia, erwarten, doch fehlen Quernähte auf der Einschnürung, und die Interradialnähte setzen geradlinig über sie hinweg.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Von den Kanälen, die das dorsale Nervensystem beherbergen, zeigen angewitterte Exemplare den distalen Teil des Radiärkanals und den kurz unterhalb der Facette abzweigenden Ringkanal. Beide liegen intraskelettal. Für den weiterhin intraskelettalen Verlauf des Radiärkanals spricht die glatte Innenseite mancher Radialia. Einige andere (? angewitterte) zeigen auf der Innenwand eine Medianfurche, die von zwei schwach divergenten Leistchen eingefaßt wird wie auf JAEKEL's Abb. 66 B, doch enden die Leistchen an einem der vorliegenden Exemplare an der Einschnürung der Kelchhöhle, ohne sich zu vereinigen. Eine Verzweigung des Radiärstamms wurde bei *Drepanocrinus sessilis* bisher nicht beobachtet. Dieser Befund spricht, gemeinsam mit den sonstigen morphologischen Daten, für den Aufbau der Kelchkapsel allein aus den Radialia.

B. Die Arme

Allgemeines

Von den zu Tausenden ausgeschlämmten Armgliedern ist kein einziges mehr im ursprünglichen Kontakt mit dem Kelch. Doch ist die Zugehörigkeit dieser Brachialia zu *Drepanocrinus sessilis* ohne weiteres durch die Feinskulptur gegeben: feine, mehr oder weniger vertikal (also in Richtung der größten Spannung) verlaufende, manchmal verzweigte Sekundärrippchen bedecken wie auf den Kelchen die Medianrippe, meist aber auch deren Nachbarschaft bis fast zum Seitenrande; zwischen ihnen bildet grobes Netzwerk die Oberfläche. Zur Unterscheidung von den isolierten Brachialia anderer Gattungen aus dem gleichen Horizont (Comatulida, Isocrinidae, *Cyathidium depressum* SIEVERTS) dienen auch die kalkigen Fortsätze längs der Ventralfurche. Sie beginnen an den proximalen Brachialien mit kleinen Höckern, aus welchen sich weiter distalwärts „geweih"artige, gegabelte Bildungen entwickeln (Textabb. 15, 19). Charakteristisch sind auch die Dornen, die sehr häufig an der Dorsalgrube distaler Muskelartikulationen ansetzen (am I Ax und I $Br_{2, 4}$ sehr selten!). Sie können — ähnlich wie die Dorsaldornen der Radialia — unterhalb ihrer Ansatzstelle durch ein Septum mit der Medianlinie verbunden sein. Die Stacheln sind horizontal gestellt oder schräg nach oben gerichtet; sie können an Länge die dreifache Tiefe des Brachialkörpers erreichen.

Die Oberfläche gut erhaltener Brachialia glänzt glas- bis perlmutterartig.

Drepanocrinus sessilis besitzt 10 Arme, die durch isolierte Segmente bis zum II Br_5 bekannt sind. Die Gabelung erfolgt über dem I Br_2. Die dadurch bedingte Asymmetrie der proximalen Dibrachialia scheint bis zum II Br_7 oder $_8$ ausgeglichen zu sein. Die proximalen Armäste desselben Radius stehen eng aneinander; der Raum von einem Armpaar zum andern ist gleichfalls nur gering. Die proximalen Arme sind in dorso-ventraler Richtung gut, senkrecht dazu nur wenig beweglich.

Die I Br_2 und die II Br_2 sind hoch, dorso-ventral gemessen jedoch sehr flach. Von II Br_3 ab werden die Armsegmente tiefer und runden sich dorsal stärker; in der Aufsicht sind sie zunächst queroval, höher hinauf gerundet, in der Dorsalansicht zuerst niedrig-scheibenförmig, später hoch-gerade, aber offenbar erst sehr spät keilförmig. Infolge einer Verdickung des Ober- und Unterrandes sind die Brachialia uhrglasförmig; die stärkere Hervorwölbung des Distalrandes und das Auftreten von Dorsaldornen unterstützt die richtige Aufstellung der isolierten Armglieder.

Die meisten vorliegenden Armglieder sind noch nicht keilförmig gebaut und besitzen noch keinen Pinnula-Sockel. Die proximalen Armpartien des *Drepanocrinus sessilis* sind pinnulafrei bis zum II Br_7, vermutlich aber noch höher hinauf: wahrscheinlich dehnte sich die Kelchdecke an den proximalen Brachialia entlang aus wie bei gewissen Comatuliden, den Bathycriniden, Hyocriniden sowie andern fossilen und rezenten Artikulata, die proximal ebenfalls pinnulafrei sind (vgl. dafür folgende Kapitel in GISLÉN's „Echinoderm Studies": The pinnula-gap in the proximal parts of the arm among Articulata, S. 212; Defective pinnulation in the Articulata, S. 214; The pinnula-gap in the Poteriocrinids, S. 224). Die Seichtheit der Ventralfurche proximaler Armglieder steht damit in Einklang.

Die Verbindung der Armglieder erfolgt durch Muskelartikulationen und durch ligamentöse Verbindungen in Form von Cryptosynarthrien; echte Synarthrien und Syzygien sind unter dem vorliegenden Material nicht vertreten. Bei Muskelartikulationen liegen die drei Gruben bzw. Grubenpaare nicht in einer Ebene. Die Dorsalgrube ist meist stark nach außen abgeschrägt, so daß sie von der Dorsalseite her sichtbar ist. Ihre eigentliche Ligamentgrube ist etwa ebenso groß wie das Lumen des Axialkanals. Die seichten, undeutlich abgegrenzten Flächen für das interartikuläre Ligament liegen horizontal oder sind in entgegengesetzter Richtung etwas abgedacht. Die Ventralmuskeln setzen in langen, schmalen Gruben auf stark divergenten ventro-lateralen Fortsätzen an, die tiefer liegen als die übrige Gelenkfläche und die (an Armsegmenten mit Muskelartikulation beiderseitig) distal kräftiger entwickelt sind als proximal. Funktionell entsprechen die Muskelflügel den interradialen Fortsätzen der Radialfacette. Der Umriß der Muskelartikulationen ändert sich von den proximalen zu den distalen Armen von queroval zu rund. Als Cryptosynarthrien (in lateraler Richtung etwas bewegliche ligamentöse Verbindungen, Übergang zur Synostose; GISLÉN, 1924, Seite 37, 66) sind glatte, leicht ausgehöhlte Gelenkflächen aufzufassen, die durch eine schwache Vertikalleiste zweigeteilt werden. Wo diese infolge Anwitterung fehlt, sieht die Fläche wie eine glatte, leicht konkave Syzygie aus. Vertiefungen und Leiste machen sich auf der Peripherie des Armglieds nicht oder kaum bemerkbar, so daß der synarthriale Charakter der Verbindung zweier Brachialia nicht von außen erkennbar ist. Der Umriß der beiden ersten Cryptosynarthrien ist längsoval, der dritten herzförmig. In den proximalen Armen sind sie beträchtlich schmäler als die Muskelartikulationen; dieser Unterschied gleicht sich distalwärts aus.

Einzelbeschreibungen

Trotz ihrer Kleinheit und Zerbrechlichkeit sind die Armglieder von *Drepanocrinus sessilis* vielfach vorzüglich erhalten, und zwar z. T. besser als die JAEKEL'schen Originale. Ihre Haupttypen seien daher beschrieben und erneut abgebildet.

Primibrachialia

Das I Br_1 (Textabb. 7a—c, Fig. 66 C—E bei JAEKEL) füllt die Einsenkung der Radialfacette aus. Seine proximale Muskelartikulation gehört daher zwei Ebenen an, die einen stumpfen Winkel miteinander bilden: auf der schwach geneigten, basalen Fläche (Textabb. 7c, unten) liegen Dorsalgrube, Gelenkleiste und ein kleiner Teil der interartikulären Ligamente, deren Gruben von hier aus auf die steil ansteigende Ventralseite (Textabb. 7c, rechts seitlich,

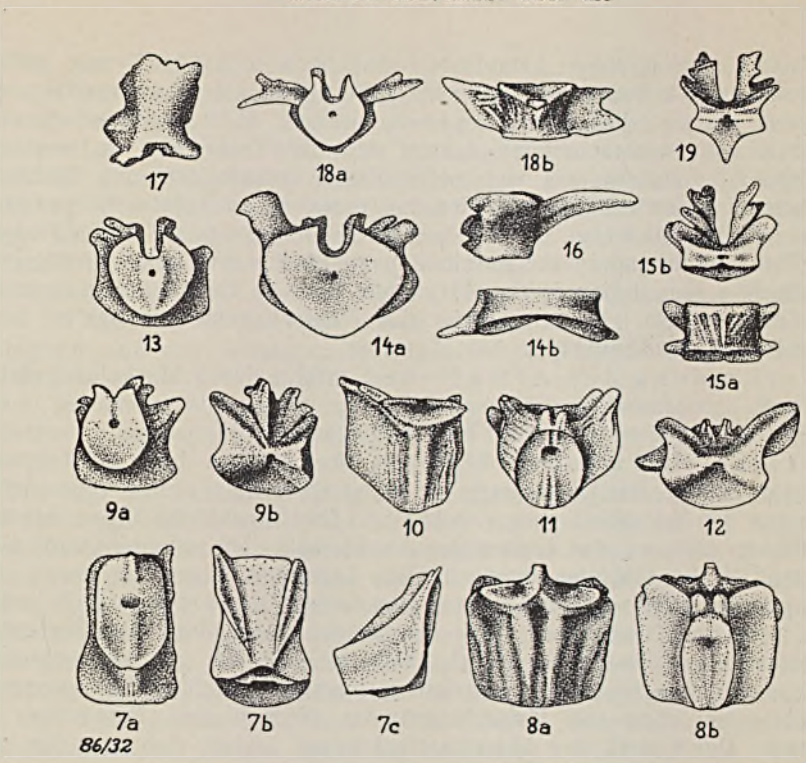


Abb. 7—19. *Drepanocrinus sessilis* JAEKEL. Armglieder. — Abb. 7. I Br_1. 16×, a) dorsal-distal (Cryptosynarthrie), b) proximal-ventral (rechter Muskelflügel beschädigt), c) von der Seite. — Abb. 8. I Br_2 (Axillare). 12×, a) von der Dorsalseite, b) Ventralansicht. — Abb. 9. II Br_1 (rechter Armast). 16×, a) distal-dorsal (Gelenkleiste der Cryptosynarthrie beschädigt), b) proximal. — Abb. 10—12. II Br_2. 16×. — Abb. 10. Dorsal (linker Armast). — Abb. 11. Proximal (l. Armast). — Abb. 12. Distal (r. Armast). — Abb. 13. II Br_3 (l. Armast), dorsal-distal. 16×. — Abb. 14. II $Br?_5$ (l. Armast). 16×, a) distal (Vertikalleiste der Cryptosynarthrie beschädigt), b) dorsal. — Abb. 15. Armglied vom Typus des II $Br?_7$, a) Dorsal; seitlich die Muskelflügel der proximalen und distalen Muskelartikulation, b) Proximale Muskelartikulation mit gut erhaltenen Fortsätzen längs der Ventralfurche. 12×. — Abb. 16. Dibrachiale mit kräftigem Dorsaldorn. Von der Seite. 16×. — Abb. 17. Hohes, leicht keilförmiges Dibrachiale mit Pinnulasockel. Ober- und Unterrand beschädigt. Dorsalansicht. 16×. — Abb. 18. Dibrachiale mit Vertikalsepten an den Muskelflügeln. Dorsaldorn abgebrochen. 16×, a) proximal, b) dorsal. — Abb. 19. Distale Muskelartikulation eines Dibrachiale mit Dorsaldorn und (etwas beschädigten) Fortsätzen längs der Ventralfurche. 16×. Koll. WOERMANN.

Zeichnungen: IRMGARD SCHEMMANN, Bonn.

und 7 b) übergreifen. Distalwärts liegen die langen, schmalen, divergierenden Muskelgruben, deren Flügel meist beschädigt sind. Eine Nahrungsfurche fehlt. Die distale Gelenkfläche des I Br_1 ist eine längsovale, steil nach außen geneigte Cryptosynarthrie, die (ebenso wie am II Br_2) zwischen Axialkanal und Oberrand etwas konvex ist; sie nimmt fast die ganze Breite der Platte ein. Das schwach berippte I Br_1 ist medio-dorsal sehr niedrig.

Das I Br_2, das Axillare (Textabb. 8 a—b, Fig. 66 F—G bei JAEKEL), ist ein sehr hohes Armglied mit gerundeten Ecken, das infolge des stumpfen

Winkels der Oberkanten fast quadratisch erscheint. Die Platte erreicht ihre größte Breite am Oberrande, vor allem bei guter Erhaltung der Muskelflügel. Ihr Medianschnitt ist schmaldreiseitig. Die beiden Mittelrippen, die das Axillare schon äußerlich als solches kennzeichnen, setzen kurz über dem Unterrand getrennt nebeneinander ein. Die proximale Gelenkfläche nimmt das mediane Drittel der Ventralseite ein. Ihre schmale, seichte Ventralfurche wird (wie am II Br_2) von zwei kleinen Höckern flankiert. Angewitterte Exemplare (darunter das Original zu JAEKEL's Fig. 66 G) zeigen statt dieser Fläche ein tiefes, trichterförmiges Loch. Die Cryptosynarthrie des Ax liegt — in fast vertikaler Stellung — unmittelbar auf desen Innenwand, während sie am I Br_1 stark nach außen abgeschrägt ist. Die beiden Primibrachialia lagen demnach wie Dachziegel übereinander. Die axillären Gelenkflächen fallen nur wenig nach außen und nach den Seiten hin ab. Es sind Muskelartikulationen, stark asymmetrisch auf Kosten der inneren Gruben. Die Fläche für das äußere interartikuläre Ligament ist relativ groß, aber kleiner als die Dorsalgrube. Die äußere Muskelgrube liegt auf einem langen schmalen Flügel, die kleine innere auf der Seitenfläche des Mediankiels. Die Muskelgruben sind in der Dorsalansicht meist nicht sichtbar; in der Ventralansicht des I Ax erscheinen sie als schmales Band. Die axillären Gelenkleisten schließen einen sehr stumpfen Winkel ein; die proximalen Armäste waren einander also nur wenig zugekehrt.

Sekundibrachialia

Das II Br_1 (Textabb. 9 a—b) ist als erstes Armglied nach der Gabelung stark asymmetrisch gebaut. Seine distale, wie am I Br_1 längsovale, ventral etwas konvexe Cryptosynarthrie ist nach innen verschoben; sie ist um $^1/_3$ schmäler als die proximale Muskelartikulation. Dem benachbarten II Br_1 aus dem gleichen Radius liegt es mit einer teilweise abgeflachten Seitenfläche eng an. Das erste Dibrachiale ist relativ klein und niedrig, vor allem medio-dorsal. Eine Mittelrippe ist bisweilen vorhanden.

Das II Br_2 (Textabb. 10—12) ist größer (dorso-median fast 3mal höher) als das vorhergehende Armglied. Es entspricht in Umriß, (dorso-ventraler) Flachheit und Art der Gelenkung dem I Ax, ist aber nicht axillär und zudem stark asymmetrisch gebaut: seine proximale Cryptosynarthrie kann der inneren Seitenkante stark genähert sein, und die distale Muskelartikulation reicht mit der Dorsalgrube bis an diese heran. Auf der Außenseite ist dies Armglied ein wenig höher als innen. Eine Mittelrippe setzt schon am Unterrande ein. Auf den Höckern neben der Ventralfurche setzen bei guter Erhaltung kleine, einmal gegabelte Fortsätze an.

Auch die beiden ersten Dibrachialia sind dachziegelartig angeordnet.

Das II Br_3 (Textabb. 13) ist median um $^2/_3$ niedriger als das vorhergehende Armglied, gerade, mit einer Medianrippe versehen und distal-randlich etwas vorgewölbt. Es trägt proximal eine asymmetrische, querovale Muskelartikulation, distal eine herzförmige Cryptosynarthrie mit deutlicher Ventralfurche.

Während die drei ersten Dibrachialia infolge ihrer starken Asymmetrie und der Gestalt ihrer Cryptosynarthrien leicht einzuordnen sind, ist die Aufeinanderfolge der nächsten Segmente weniger sicher anzugeben.

Das II Br $?_4$ ist durch eine starke Höhenabnahme von dorsal nach ventral gekennzeichnet. Es ist höher als das vorhergehende Armglied, median leicht berippt, proximal mit einer herzförmigen Cryptosynarthrie, distal mit einer asymmetrischen Muskelartikulation versehen.

Das II Br $?_5$ (Textabb. 14a—b) ist vor allem dorso-median sehr niedrig. Es ist auf der Innenseite ein wenig höher als außen, leicht uhrglasförmig, median aber nicht berippt. Mit dem folgenden Armglied ist es durch eine breitherzförmige Cryptosynarthrie verbunden. Seine proximale Muskelartikulation ist noch asymmetrisch.

Als II Br $?_7$ (Textabb. 15a—b) kann wohl ein niedriges, querovales, gerades Armsegment mit schmaler Medianrippe gedeutet werden, das proximal und distal Muskelartikulationen trägt. Seine proximale Gelenkfläche ist queroval, die distale stärker in die Länge gezogen, mit etwa herzförmiger, weit über den übrigen Brachialkörper hinwegragender Dorsalgrube, die in einen etwas schräg nach oben gerichteten Dorn ausläuft. Dieser Typ ist sehr häufig. Dorsal stärker gerundet kehrt er in höheren Armpartien wieder (Textabb. 16 und 19).

In den proximalen Armpartien von *Drepanocrinus sessilis* sind demnach die beiden I Br sowie die II $Br_{1/2}$, $_{3/4}$, $?_5/?_6$ durch eine Cryptosynarthrie, also ligamentös verbunden, das I Ax mit den II Br_1 sowie die II $Br_{2/3}$ und $_{4/5}$ durch Muskelartikulationen.

Einige kleine, leicht keilförmige Brachialia fallen durch besondere Höhe auf; sie müssen aus distalen Armpartien oder von jugendlichen Individuen stammen. Zwei davon, die beiderseits Muskelartikulationen zeigen, tragen einen Pinnula-Sockel. Er ist von der brachialen Gelenkfläche vollkommen isoliert, ventralwärts (ein wenig nach außen) gerichtet, nimmt $^1/_2$—$^1/_3$ der dorsalen Gliedhöhe ein und tritt in der Dorsalansicht deutlich als Buckel hervor (Textabb. 17). Die Gelenkfläche für die Pinnula steht ziemlich steil und ist in der kräftigen Gelenkleiste deutlich geknickt. In der Seitenansicht zeigen diese Brachialia am Pinnula-Sockel eine bedeutende Tiefe. Die Muskelartikulationen dieser pinnulatragenden Armglieder sind durch innere Schiefe gekennzeichnet; die Gelenkleisten der proximalen und distalen Gelenkfläche schneiden sich in einem spitzen Winkel von etwa 25°.

Eine auffällige Seltenheit ist ein kleineres Armglied, dessen Brachialkörper an jeder Seite in ein hohes, dünnes Vertikalseptum ausgezogen ist, auf welches Spannleisten übertreten und an das sich ventralwärts die Muskelflügel anlehnen (Textabb. 18). Diese Bildungen erinnern an die „Schwimmplatten" der proximalen Armglieder von *Saccocoma tenella*. Vielleicht gehören derartig modifizierte Brachialia von *Drepanocrinus* zu Armgliedern und Radialplatten mit Vertikalsepten zwischen Dorsalstachel und Medianlinie; sie bilden die bizarrsten Formen der jungmesozoischen Crinoidengattung.

II. Zur Biologie von *Drepanocrinus*

Über die Lebensweise der erst kurz bekannten, sehr aberranten Crinoidengattung *Drepanocrinus* haben sich bisher nur JAEKEL und EHRENBERG geäußert. JAEKEL, der erste Bearbeiter von *Drepanocrinus*, nahm für dies eigentümliche Crinoid eine sessile Lebensweise an, und zwar sollte der Spieß dem Tier zum Einbohren in den mergeligen Kreideboden dienen. An eine (zeitweilige) Festheftung des *Drepanocrinus* auf diese Art dachte auch EHRENBERG (1928b); er verglich ihn biologisch mit der Cystideengattung *Lepadocrinus*. Auf die gleiche Art befestigten sich nach EHRENBERG (1928a) auch die nicht direkt am Untergrund festgewachsenen Edriocriniden im (sandigen) Substrat. Die morpho-

logisch und biologisch analogen Exemplare von *Millericrinus pratti* mit kurzem, distal sich verjüngendem Stiel sind hier wohl ebenfalls anzuschließen.

JAEKEL's und EHRENBERG's Auffassung hat viel Wahrscheinlichkeit für sich, zumal die „Verankerung" durch die proximale Verdickung des Spießes bei den großen Exemplaren wirksam unterstützt werden konnte. Einschränkend muß aber bemerkt werden, daß eine solche Lebensweise für die normalwüchsigen, ± massiv gebauten Vergleichsformen verständlicher ist als für den sehr kleinen, leichten *Drepanocrinus*. Es liegt auch nahe, *Drepanocrinus* auf Grund seiner Kleinwüchsigkeit, seines leichten, aber gut versteiften Skeletts und der guten Beweglichkeit seiner Arme biologisch mit der „freischwimmenden" *Saccocoma* zu vergleichen. Doch bleibt bei der Annahme einer (dauernd) pelagischen Lebensweise die Funktion des Spießes ungeklärt.

Auch die Dorsaldornen gewisser Dibrachialia von *Drepanocrinus sessilis* sind funktionell noch nicht gedeutet. Sie kommen gelegentlich auch bei anderen, schwer- und leichtskelettierten Crinoiden vor, jedoch nicht bei den oben genannten Vergleichsformen. Vielleicht dienten sie als Schutzmittel, ebenso wie die oft bizarren kalkigen Fortsätze längs der Ventralfurche der Armglieder.

Das geologische Vorkommen von *Drepanocrinus sessilis* ist horizontal und vertikal sehr beschränkt. Die Gattung ist bisher nur aus dem Plenus-Mergel (Oberes Cenoman[1]) des Kassenbergs bei Mülheim-Broich (Ruhr) bekannt. Dieser Horizont, eine küstennahe Flachwasserablagerung, ist als heller, stellenweise glaukonitischer Mergelkalk von nur 0,5 m Mächtigkeit ausgebildet und durch eine reiche Fauna ausgezeichnet, an der Terebrateln, Austern, kleine Stockkorallen, Cidariden und Belemniten, lokal auch Schwämme den größten Anteil haben[2]). Unter den Crinoiden ist *Cyathidium depressum* SIEVERTS die häufigste Form. Sie ist ebenfalls kleinwüchsig und baut ihren Kelch gleichfalls nur aus den (fest miteinander verschmolzenen) Radialia auf.

III. Systematische und verwandtschaftliche Beziehungen von *Drepanocrinus*

JAEKEL schloß *Drepanocrinus* 1918 an *Bathycrinus* (Artikulata Typica) an, der in der Tat trotz erheblicher Verschiedenheiten unter allen Crinoiden noch die meisten Vergleichspunkte bietet. Diese betreffen vor allem den Armbau: die Zahl der Arme, die proximale Pinnula-Lücke, bewegliche ligamentöse Verbindungen statt Syzygien in den proximalen Armpartien[3]), die Gestalt und Verzierung mancher Armglieder. Eine bessere systematische Einordnung der Gattung *Drepanocrinus* ist zur Zeit noch nicht möglich. Sie vereinigt mehrere morphologische Eigentümlichkeiten, die, einzeln genommen, systematisch ohne Belang sind, weil sie entweder eine Anpassung an eine bestimmte Lebensweise darstellen (Stiellosigkeit, scheinbarer Ersatz durch den Spieß; Kleinwüchsigkeit, leichte Skelettierung) oder auf verschiedenen, nicht miteinander verwandten Linien erreicht sein können (Kelchkapsel nur aus einem

---

[1]) Neue Einstufung nach BÄRTLING, JOH. BÖHM und WOERMANN.

[2]) Nähere Angaben bei E. KAHRS: Zur Palaeogeographie der Oberkreide in Rheinland und Westfalen. — N. Jb. Min., B. B. **58**, Abt. B (POMPECKJ-Festband), 1927.

[3]) Bei *Bathycrinus* sind die I Br $_1/_2$, die II Br $_1/_2$, $_2/_3$, $_4/_5$, $_5/_6$, $_7/_8$, $_8/_9$ durch eine trifasciale ligamentöse Gelenkung verbunden; die dazwischenliegenden Verbindungen sind Muskelartikulationen.

einzigen Plattenkranz aufgebaut; proximale Pinnula-Lücke; Cryptosynarthrien) oder wohl nur als Artmerkmal zu werten sind (Höhe der Radialia, Dornenbildung). Insgesamt ergeben diese Merkmale jedoch einen sehr hoch spezialisierten Typ, der völlig isoliert unter den Crinoiden dasteht und der vielleicht als der Repräsentant einer neuen Familie der Artikulata aufzufassen ist.

Direkte Vorformen von *Drepanocrinus* sind noch nicht bekannt. Es ist daher schwer, sich ein Bild von der phylogenetischen Entwicklung dieser aberranten Form zu machen. Man könnte sich vorstellen, daß bei der normal gestielten, aus mehreren Plattenkränzen bestehenden Ausgangsform zuerst eine Rückbildung des Basalkranzes und des Stiels erfolgte, und daß dann ein stielähnliches Gebilde, der „Spieß", durch eine Verlängerung der Radialia neu gebildet wurde.

In der Annahme, daß eine Verwandtschaft zwischen *Drepanocrinus* und den Bathycriniden tatsächlich besteht, ist *Drepanocrinus* als Endglied eines Seitenzweigs aufzufassen, der sich früh von dem gemeinsamen Urstamm der Bathycrinidae abspaltete. Dieser geht nach Gislén (1924, S. 211) über *Mesocrinus* bzw. *Conocrinus* und *Bourgueticrinus* auf eine noch unbekannte Vorform zurück, aus der sich andererseits auch *Solanocrinus*, *Thiollericrinus* und *Burdigalocrinus* entwickelten.

Auf Grund der vorliegenden Neubearbeitung muß die Gattungs- und Artdiagnose für *Drepanocrinus sessilis* Jaekel nunmehr lauten:

Gattung *Drepanocrinus* Jaekel emend.

Gattungstypus: *Drepanocrinus sessilis* Jaekel (Phylogenie und System der Pelmatozoen, S. 72, Textfig. 66 A—J. — Paläont. Z. **3**, 1918).

Holotypus für Kelch und Armglieder: Jaekel 1918, Textfig. 66 A—J, im Besitz des Geol.-Pal. Inst. d. Univ. Greifswald. Samml. Studienrat A. Franke.

Typoide: Textabb. 1—19 dieser Arbeit. Sammlg. Stadtschulrat Woermann, Dortmund.

Diagnose der Gattung und zugleich ihrer einzigen Art: Ungestielte Zwergform mit dünnwandigem Kelch, der nur aus dem basal in einen Spieß verlängerten Radialkranz aufgebaut wird. Radialia hoch, dreiseitig, durch eine kräftige Medianrippe versteift. Radialfacette nach außen geneigt; ihre distale Hälfte auf interradialen Fortsätzen liegend. Unterhalb der Dorsalgrube setzt statt einer Medianrippe bisweilen ein langer Stachel und ein dünnes Vertikalseptum an. Nervensystem, soweit feststellbar, aus fünf ungeteilten Radiärstämmen und dem Radial-Ringkanal bestehend, Kelchhöhle weit.

Arme X über dem axillären I Br_2, durch isolierte Brachialia bis zum II $Br?_7$ bekannt. Proximale Brachialia durch Muskelartikulationen und Cryptosynarthrien (zwischen I $Br_{1/2}$, II $Br_{1/2}$, $_{3/4}$, $?_5/?_6$) verbunden. Dibrachialia längs der Ventralfurche kalkige, verzweigte Fortsätze tragend. Dorsalgrube distaler Muskelartikulationen häufig in einen Dorsalstachel ausgezogen. Proximale Armäste in enger Apposition, bis mindestens II $Br?_7$ pinnulafrei.

Pinnula-Segmente, Ambulakralia und Kelchdecke unbekannt.

Typuslokalität: Ziegeleien Rauen (Koll. Woermann) und Becker (Koll. Franke) am Kassenberg bei Mülheim-Broich (Ruhr).

Horizont: Plenus-Mergel (Oberes Cenoman).

Nachtrag

Nach Abschluß meiner Untersuchungen über *Drepanocrinus sessilis* aus dem Oberen Cenoman des Kassenbergs sandte mir Herr Stadtschulrat WOERMANN drei fragmentarische Kelche dieser Art mit dem Hinweis, daß sie mit der GEINITZ'schen Abbildung einer „Laterna Aristotelis" übereinstimmten (Elbtalgebirge, Tafel 64, Figur 22 a—d, ohne Begleittext). Eine Nachprüfung der GEINITZ'schen Originale, die Herr Direktor WANDERER freundlichst zur Verfügung stellte, ergab, daß *Drepanocrinus sessilis* tatsächlich auch im sächsischen Oberen Cenoman (im Unteren Pläner von Plauen) vertreten ist; die GEINITZ'schen Abbildungen sind in mehreren Punkten ungenau bzw. schematisiert.

Das GEINITZ'sche Material umfaßt 13 Kelche und 2 Axillaria. An sämtlichen Kelchen ist der Spieß kurz unterhalb der globosen Kelchhöhle abgebrochen; die größten Kelche messen von dieser Stelle bis zur Spitze der interradialen Zapfen etwa 2,5 mm und erreichen im Durchmesser maximal fast

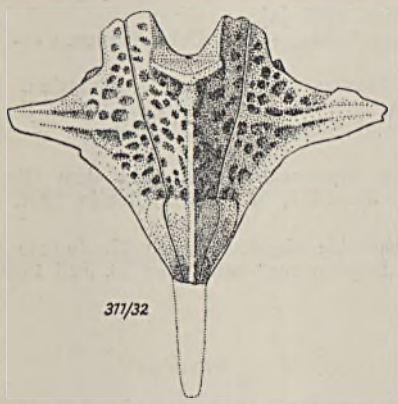


Abb. 6 a. *Drepanocrinus sessilis* JAEKEL. Kleinerer Kelch mit (beschädigten) Radialdornen und Vertikalsepten. Grob-anastomosierendes Netzwerk auf der proximalen Kelchaußenwand; Oberfläche der globosen Kelchhöhle offenbar glatt. Spieß ergänzt. — Fast 22×. Koll. WOERMANN

2 mm, ähnlich wie die größeren rheinischen Stücke. Die meisten Kelche besitzen den Habitus der oben beschriebenen jugendlichen Individuen: schmale Radialfacetten, breite interradiale Zapfen, einen (an der Abbruchstelle) schlanken Spieß, eine verhältnismäßig weite Kelchhöhle. In der Skulptur stimmen einige Kelche, welche an Stelle von Medianrippen Reste bzw. Bruchstellen von Radialdornen und Vertikalsepten aufweisen, mit den bedornten rheinischen Exemplaren (Abb. 6, 6 a) überein. Die meisten sächsischen Stücke besitzen aber Medianrippen; diese sind in Vertikalsepten ausgezogen oder gehen distal in solche über, und manchmal ist je ein Sekundärrippchen neben der Medianlinie in eine Lamelle verwandelt, die spitzwinklig auf der Hauptrippe bzw. auf dem Medianseptum steht und mindestens bis zur globosen Kelchhöhle reicht. Durch diese Lamellen (und vielleicht auch durch relativ schmalere Facetten und einen schlankeren Spieß) besitzen die meisten sächsischen Stücke ein etwas abweichendes Gepräge. — Der dritte, am Kassenberg sehr häufige Skulpturtypus (unbedornt und ohne Vertikalsepten; mit breiten, gerundeten Median-

rippen, die mit zahlreichen, feinen Sekundärrippchen bedeckt sind) ist unter dem sächsischen Material nicht ganz sicher nachweisbar. — Von einer Aufteilung der Gattung *Drepanocrinus* auf zwei bis drei Arten oder Abarten auf Grund der Skulpturunterschiede sei noch abgesehen, bis reichhaltigere Funde unbeschädigter Kelche vorliegen und die Zuordnung der Armglieder zu den verschieden verzierten Kelchen möglich ist.

Das sächsische Material zeigt erneut die sehr leichte Skelettierung, aber dabei gute Versteifung des *Drepanocrinus*-Kelches, Eigenschaften, welche die Annahme einer planktonischen Lebensweise für diese Gattung stützen könnten, wenn in solchem Falle nicht eher die Ausbildung von Horizontal- als von Vertikalsepten zu erwarten wäre.

Wichtigste Literatur:

Bather, F. A.: A Treatise on Zoology, edited by E. Ray Lankester. Pt. III: The Echinoderma. London 1900.

Ehrenberg, K.: Palaeobiologische Untersuchungen über die Gattung Edriocrinus. — Palaeobiologica **1**, Wien 1928 [a].

—: Festheftung und Wurzelbildung bei Pelmatozoen. — Palaeont. Z. **10**, S. 46, 1928 [b].

Gislén, T.: Echinoderm Studies. Academical Dissertation. — Zool. Beitr. aus Uppsala, **9**, Uppsala 1924.

Jaekel, O.: Phylogenie und System der Pelmatozoen. — Palaeont. Z. **3**, S. 72 und **5**, Berlin 1918.

Sieverts, H.: *Cyathidium depressum* n. sp. aus dem Oberen Cenoman Rheinland-Westfalens. — Dies. Jb. 1931, **52**, S. 159, Berlin 1931.

Druckfertig eingereicht am 14. Januar 1932
„Imprimatur" erteilt am 18. Juli 1932

Paläogeographische Untersuchungen über den obersten Jura und den Wealden Nordwestdeutschlands

Von Horst Raecke, Göttingen

Hierzu Tafel 30, 31 und 7 Abbildungen

Vorwort 611
Problemstellung 611
Stratigraphischer Teil 612
Gigas-Schichten 612
Eimbeckhäuser Plattenkalk 617
Münder Mergel 619
Serpulit 621
Purbeck und Unterer Wealden 629
Paläogeographischer Teil 632
Gigas-Schichten 632
Eimbeckhäuser Plattenkalk 634
Münder Mergel 634
Serpulit 635
Purbeck und Unterer Wealden 636
Schlußfolgerungen 637
Literaturverzeichnis 640

Vorwort

Die folgende Arbeit wurde auf Veranlassung von Herrn Prof. Dr. Brinkmann in Göttingen ausgeführt; ihm, wie auch Herrn Prof. Dr. H. Stille in Göttingen bin ich für die gütige Unterstützung und die vielfach empfangenen Anregungen bei der Durchführung der Untersuchungen zu großem Dank verpflichtet. Die Herren Prof. Dr. O. Grupe aus Berlin, Prof. H. Salfeld in Göttingen und Dr. Leidhold in Wietze gaben mir wichtige Hinweise und Ratschläge für meine Arbeit. Herr Dr. W. Schott in Rostock übermittelte mir die Ergebnisse seiner Arbeit noch vor ihrer Drucklegung und unterstützte mich auch sonst in jeder Hinsicht. Allen diesen Herren danke ich auch an dieser Stelle herzlich.

Problemstellung

Die Sedimente des Oberen Braunen und Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands kamen, wie Schott kürzlich zeigen konnte (Schott, 1930), in einem etwa westnordwestlich streichenden Geosynklinalraum, der Osnabrücker Straße, zum Absatz, die die Verbindung zwischen dem englisch-französischen und dem südbaltisch-russischen Jurameer darstellte. Dieser Meeresarm war begrenzt im Süden von der Rheinisch-Ardennischen Masse, im Norden vom Fennoskandischen Festlandsblock bzw. dessen Ausläufer „Cimbrien". Fast während des gesamten von Schott untersuchten Zeitraumes kam die Zufuhr

gröberer terrigener Komponenten vom Nordfestlande her, und erst im Kimmeridge machte sich der Einfluß des südlichen Festlandes allmählich bemerkbar.

Es war die Frage, ob die paläogeographische Entwicklung weiter im gleichen Rahmen ablief oder ob etwa im Anschluß an die im höchsten Jura einsetzenden kimmerischen Orogenesen sich grundsätzliche Umstellungen vollzogen.

Die vorliegende Arbeit versucht dieses Problem durch eine genaue stratigraphische Untersuchung des obersten Jura und der untersten Kreide, d. h. von den Gigasschichten bis zum Wealden, in Nordwestdeutschland (Hilsmulde, Osterwald, Süntel, Deister, Gegend von Hannover und Wietze, Bückeberge, Weser- und Wiehengebirge, Teutoburger Wald, sowie preußisch-holländisches Grenzgebiet) zu klären.

Dabei wurde der Wealden nur soweit behandelt, wie es zur Klärung der Stratigraphie des Purbeck notwendig erschien, da ja bereits Kauenhowen (1927) eine genaue Darstellung der Petrographie und Paläogeographie des Wealden gegeben hat.

Der erste Teil der Arbeit behandelt die Stratigraphie und Petrographie der Einzelprofile, der zweite Teil die paläogeographischen Zusammenhänge, die in einer Zusammenfassung nochmals überblickt werden.

Stratigraphischer Teil

Gigas-Schichten

Die Gigasschichten lassen sich in Nordwestdeutschland in zwei Hauptfaziesgebiete gliedern, von denen das eine, das den Teutoburger Wald sowie den östlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Hilsmulde, Osterwald, Deister und die Vorkommen von Hannover und Wietze) umfaßt, durch das Auftreten von oolithischen Kalken ausgezeichnet ist. Dagegen fehlen die Oolithe im Weser- und Wiehengebirge sowie im Süntel, von geringen Ausnahmen abgesehen, völlig (Abb. 1).

Das oolithische Faziesgebiet.

In der Hilsmulde besitzen die Gigasschichten eine durchschnittliche Mächtigkeit von 60—80 m, die aber stellenweise auf 90—100 m ansteigt. Die Basis bilden allgemein mehrere Meter dickbankige, oolithische Kalke, die von einer Mergelzone, die auch rote Mergel umfaßt, überlagert werden. Darüber folgt wieder eine feste Bank dickbankigen, oolithischen Kalkes, während der obere Teil der Gigasschichten vorwiegend aus einem Wechsel von bankigen bis plattigen, festen, bläulichen, oolithischen oder dunklen, fossilreichen, mergeligen Kalken mit Mergeln besteht (Profil XXX—XXXIII)[1]. Zuweilen tritt auch im oberen Teil eine dritte, aber schwächere, feste Kalkzone auf. Lokal kommen auch Dolomite, die aber sekundärer Natur sind, in den Gigasschichten vor. Eine Konglomeratbank in den unteren Gigasschichten in den Steinbrüchen südlich Weddehagen und südwestlich Hohe-Egge deutet auf eine lokale Abtragung innerhalb der Gigasschichten hin.

Im Gegensatz zu Smith (1893) möchte ich in Übereinstimmung mit Salfeld die Schichtfolge des Kahleberges vom Lepidotusoolith an aufwärts zu den Gigasschichten stellen. In der petrographischen Beschaffenheit ähneln

[1]) Zu allen Profilen im folgenden vgl. Taf. 30 und die Erläuterungen S. 643 ff.

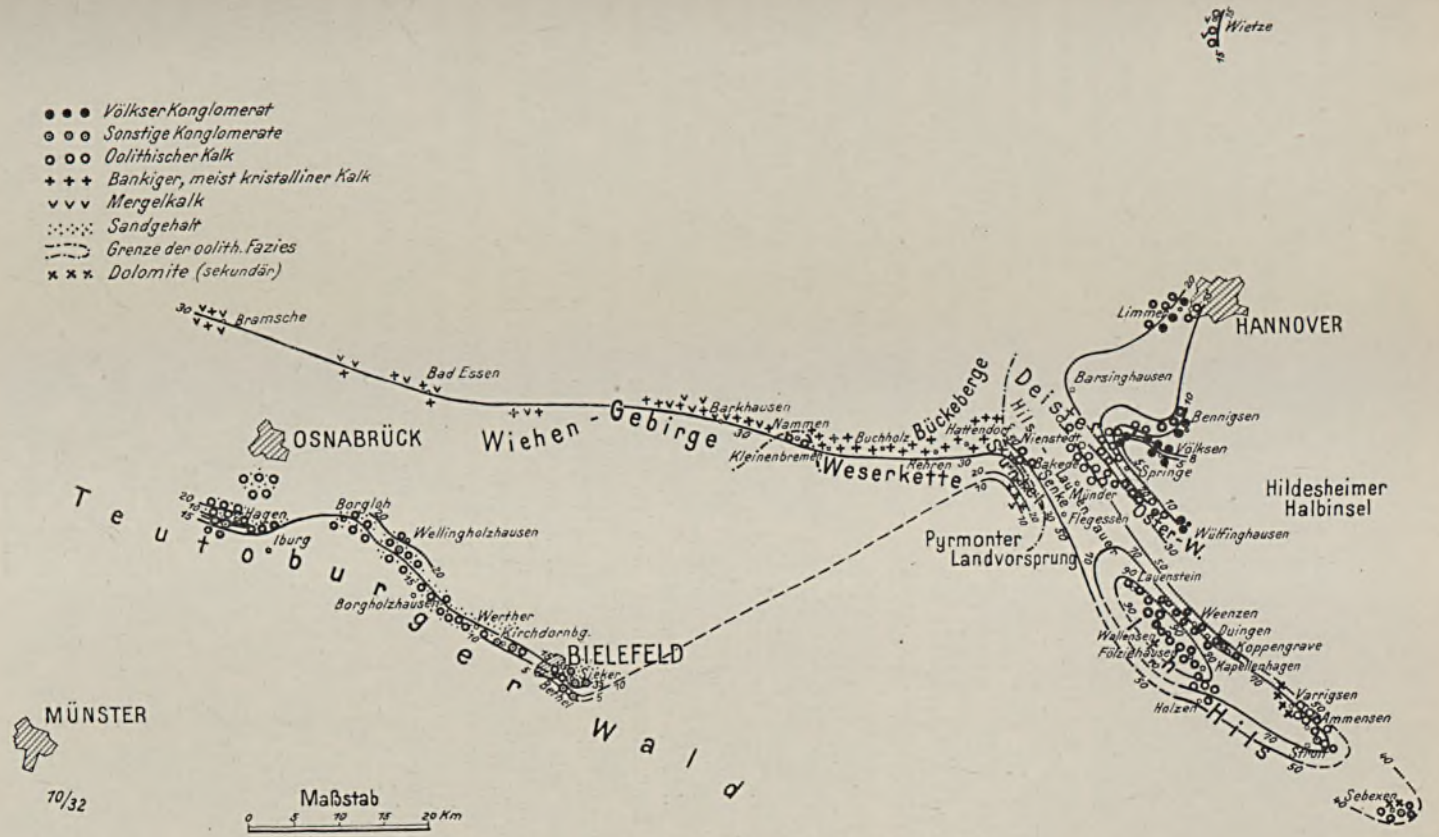


Abb. 1. Fazies und Mächtigkeit der Gigasschichten in Nordwestdeutschland.

die Oolithe und Lumachellen des Lepidotusoolithes sehr denen der Gigasschichten des Selters, wie schon Brauns hervorhob. Auch das Vorkommen von roten Mergeln in den *Corbula mosensis*-Schichten würde dem nicht widersprechen, da rote Mergel auch aus den Gigasschichten der Hilsmulde bekannt sind. Die morphologische Ausbildung dieser Schichtfolge kann ebenfalls gut mit der der Hilsmulde in Einklang gebracht werden, die Lepidotusoolithe bilden eine Geländestufe und könnten den unteren festen Bänken, die *Corbula mosensis*-Schichten den unteren Mergeln und die Dolomitkante den oberen festen Bänken der Gigasschichten entsprechen (Profil XXIX).

Von der Hilsmulde nach Norden hin nimmt die Mächtigkeit der Gigasschichten erheblich ab, sie ist am größten in der Senke zwischen Osterwald-Deister einerseits und Süntel andererseits, also ungefähr im nordwestlichen Fortstreichen der Hilsmulde (Tafel 30 und 31). Die Mächtigkeit beträgt hier 50 m, nimmt aber nach Osten und Westen hin stark ab. Die petrographische Ausbildung ist hier ähnlich wie im Ith und Selter; dickbankige, bläuliche, oolithische Kalke wechseln mit Mergeln, fossilreichen Mergelkalken und plattigen Kalken, wobei die mürberen Schichten gegen das Hangende zunehmen (Profil VIII).

Im Osterwald ist die Mächtigkeit bereits auf 30—40 m gesunken und nimmt im östlichen Osterwald, am Weißen Stein und an der Barenburg noch weiter ab. Hier transgredieren die Gigasschichten mit einer 50 cm mächtigen Schicht grüner Mergel mit bis faustgroßen, oft angebohrten Kalkgeröllen, dem sog. Völkser Konglomerat, über Mittleren Kimmeridge (Profil XXXV). Im Saupark und Osterwald treten innerhalb der Gigasschichten drei festere Bänke von indessen nur geringer Mächtigkeit hervor; während die obere und untere Bank vorwiegend oolithische Kalke mit Schalentrümmern führt, umfaßt die mittlere mehr wulstige Kalke (Wunstorf, 1901). Am Nordwesthang des Kl. Rote Hengst findet sich im unteren Teil der Schichtfolge in einem Steinbruch eine 35 cm mächtige flaserige Kalkschicht mit faustgroßen, grauen Kalkgeröllen, die nach Naumann (1927) dem Malm entstammen dürften, und die ebenso wie vereinzelte Konglomeratbänkchen bei Weddehagen am Selter und nordwestlich Bakede auf lokale Aufarbeitungen innerhalb der Gigasschichten hinweisen (Profil XXXIV).

Im Deister finden sich ähnliche Verhältnisse wie im Osterwald. Die Mächtigkeit der Gigasschichten beträgt bei Nienstedt etwa 50 m, im Schmeergrund nordwestlich Springe 20 m und am Samkeweg bei Springe nur noch 4,5 m (Profil IX u. X). Weiter nach Osten lassen sich die Gigasschichten nicht mehr von den Eimbeckhäuser Plattenkalken trennen und erreichen mit ihnen zusammen bei Völksen eine Mächtigkeit von 4—10,5 m, um etwas weiter nordöstlich am Süllberg scheinbar wieder etwas zuzunehmen (Profil XI—XVI). Die Gigasschichten finden sich am östlichen Deister in der Fazies des Völkser Konglomerates, das aus grünen Mergeln mit Kalkgeröllen des Kimmeridge und Korallen-Ooliths von Erbsengröße bis zu Blöcken von 1 m Durchmesser besteht. Die Mergel treten stellenweise ganz zurück, um einer dichten Geröllpackung Platz zu machen. Auf kurze Entfernungen wechseln die Profile sehr schnell, zwischen die Konglomeratbänke schieben sich oft plötzlich Bänke von ungeschichteten, weißen, tonigen Kalken ein, die ebenso schnell wieder verschwinden. Die Grenze gegen das Liegende ist sehr unregelmäßig, oft greift das Völkser Konglomerat in Taschen in das Liegende ein. Nicht selten sind die unteren Schichten so stark mit der Unterlage

verbacken, daß eine genaue Grenze gegen das Liegende kaum zu ziehen ist. Die obere Grenze des Völkser Konglomerats bildet eine harte, splittrige Konglomeratbank von durchschnittlich 1 m Mächtigkeit, die sich in allen Profilen von Völksen wiedererkennen läßt und auch am Samkeweg nachweisbar ist. Im Fortstreichen wechselt ihre Mächtigkeit, nach Westen treten die Gerölle in ihr zurück, dafür treten dann innerhalb des Völkser Konglomerates dickbankige, splittrige Konglomeratbänke auf. Den oberen Teil des Unteren Portlands bilden im östlichen Deister etwa 2 m bräunliche, plattige, z. T. oolithische Kalke und gelbe Mergel. Nimmt das Völkser Konglomerat bei Völksen den Hauptteil des Unterportlandprofiles (3—7 m) ein, so geht es sowohl am Süllberg wie am Samkeweg (1,5 m) erheblich zurück. An seine Stelle treten meist oolithische, bankige, auch dolomitische Kalke und Mergel.

Am Süllberg kommen in einigen herumliegenden Konglomeratblöcken zahlreiche tonig-mergelige Gerölle vor, nach Dahlgrün (1923) ist auch ein Cornbrashgeröll gefunden worden. Bei Nienstedt liegen die Gigasschichten normal über Oberem Kimmeridge, im Schmeergrund und am Samkeweg auf Mittlerem Kimmeridge, in den westlichen Aufschlüssen von Völksen auf Unterem Kimmeridge, in den östlichen Aufschlüssen von Völksen auf Korallenoolith und am Süllberg auf Dogger (Abb. 2).

Auch in den Asphaltbrüchen von Limmer und Ahlem westlich Hannover ist das Völkser Konglomerat entwickelt. In den Asphaltbrüchen zwischen Ahlem und Velber ist es 1,4—1,6 m, in den Steinbrüchen von Ahlem noch 0,5 m mächtig. Es besteht auch hier aus grünen Mergeln mit Geröllen, zwischen die sich stellenweise Mergelkalkbänke einschieben. Die Gigasschichten bestehen hier vorwiegend aus Mergeln, Mergelkalken und dünnbankigen bis plattigen, z. T. oolithischen Kalken, ihre Mächtigkeit beträgt gegen 20 m (Profil XVII u. XVIII).

Bei Wietze ist das ganze Unterportland nur noch 13,5 m mächtig, es herrschen im dortigen Profil Mergelkalke vor, an der Basis treten auch oolithische Kalke auf (Profil XIX).

Das Unterportland im Teutoburger Wald besteht vorwiegend aus oolithischen, sandigen Kalken, die Mächtigkeit scheint von Südost nach Nordwest zuzunehmen (Profil XX—XXVIII, Taf. 30). In der Bielefelder Gegend nehmen außerdem Mergel an der Zusammensetzung der Gigasschichten erheblichen Anteil, mit einer Zunahme der Mergel scheint auch eine Mächtigkeitszunahme verbunden zu sein (Mestwerdt, 1926). Konglomeratbänke mit Geröllen von Muschelkalk, Toneisensteingeoden des Jura und von Kimmeridgekalk finden sich meist an der Basis; darüber liegen Mergel, die bis 25 m mächtig werden können, darüber folgen oolithische, sandige Kalke. Auffallend ist das Schwanken der Mächtigkeiten in den benachbarten Aufschlüssen von Sieker und Bethel (Profil XXVII u. XXVIII). Bei Kirchdornberg fasse ich als Basisbank der Gigasschichten den von Schott (1930) als Mittleren Kimmeridge gedeuteten 1,2 m mächtigen oolithischen, glaukonitischen Kalk auf, in dem ich Kalkgerölle fand (Profil XXVI). Die Mergel darüber würden dann denen der Aufschlüsse von Bielefeld entsprechen, während das Hangende wiederum oolithische, sandige Kalke bilden. In einer 1922 erschienenen Arbeit hat Spiekerkötter ebenfalls diese Kalkbank wegen ihrer Oolithstruktur zu den Gigasschichten gestellt, nur hat er die Basis der Gigasschichten noch tiefer gelegt. Die Gigasschichten transgredieren hier über den unteren Teil des Mittleren Kim-

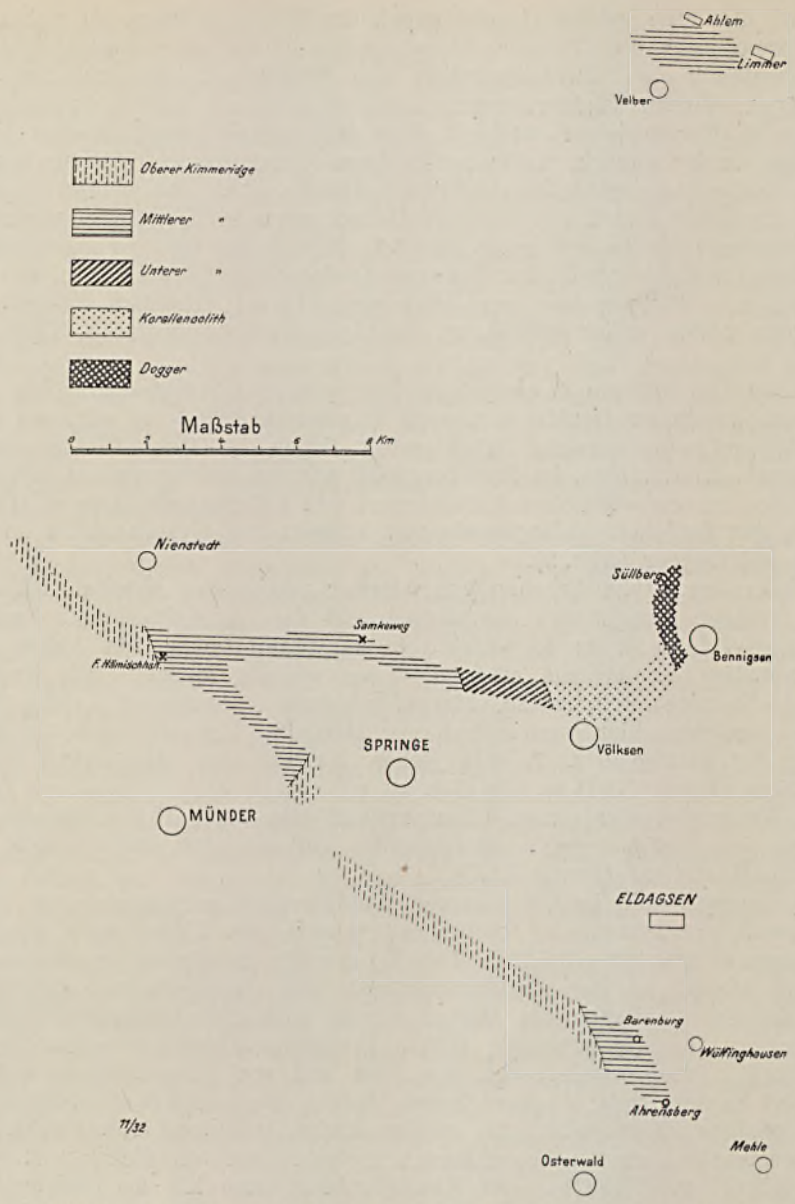


Abb. 2. Der Untergrund der Gigasschichten am Deister, Osterwald und bei Hannover.

meridge, in Sieker bei Bielefeld über Dogger, während sie weiter gegen Westen normal über dem Oberen Kimmeridge liegen.

Im Chausseedurchbruch bei Grimmelsmann bei Hagen fasse ich als Basis der Gigasschichten eine 60 cm dicke Bank eines sandigen, mürben Kalkes mit abgerollten Holzresten auf, dem bei Kasselmann eine 35 cm mäch-

tige Schicht aschgrauen Kalkes entspricht, in dem Haack vereinzelte Gerölle von glaukonitischem Kalk, der dem Mittleren Kimmeridge entstammen dürfte, gefunden hat (Profil XXI u. XXII). Die Mächtigkeit des Unterportlands mag bei Grimmelsmann etwa 15 m betragen, sie sinkt weiter nach Nordosten bei Kasselmann auf etwa 10 m und steigt weiter nördlich am Martiniberg wieder auf etwa 20 m. Im nordwestlichen Fortstreichen der Gigasschichten von Kasselmann sind nach Angabe von Haack (1909) grobe Konglomerate gefunden worden. Erwähnenswert ist noch bei Grimmelsmann eine 50 cm mächtige Bank sandig-oolithischen Kalkes mit kleinen Geröllen von gelblichen und grünen Mergeln, die auf eine Aufarbeitung innerhalb der Gigasschichten hinweisen.

Das Gebiet ohne Oolithe.

Das nordwestliche Faziesgebiet zeichnet sich durch das bis auf verschwindende Ausnahmen völlige Fehlen von oolithischen Bänken aus. Im Süntel, Weser- und Wiehengebirge bestehen die Gigasschichten aus dunklen, oft kristallinen, harten, bankigen Kalken, fossilreichen Mergelkalken und Mergeln, ihre Mächtigkeit beträgt im Weser- und Wiehengebirge etwa 25—30 m (Profil I—V). Während im Süntel und Wesergebirge die harten, dunklen Kalke vorherrschen, treten im Wiehengebirge, je weiter nach Westen, desto mehr, die Mergelkalke hervor. In der Bohrung Bentheim I deutet Bentz (1927) die über dem Lias liegenden 11 m bräunlich-grauen Mergel, an deren Basis sich Gerölle von Triasmaterial finden, als Unterportland, das hier über Mittleren Lias transgredieren soll. Die Gerölle sollen dem Völkser Konglomerat entsprechen.

Im Süntel nehmen die Gigasschichten nach Südwesten an Mächtigkeit ab, so sind sie am Holzabfuhrweg vom Süntelturm nur noch 10—15 m mächtig. Die Nähe des oolithischen Faziesgebietes künden im Süntel einige schwach-oolithische Kalkbänke an, die ich am Holzabfuhrweg vom Süntelturm und im Falltalprofil (Profil VI u. VII) fand, nach Scholz (1908) kommen sie ebenfalls im Bärengrund südwestlich Hamelspringe vor. Auch bei Nammen im Wesergebirge ist die oolithische Fazies in Gestalt einiger oolithischer Kalkbänke im oberen Teil der Gigasschichten vertreten (Profil IV). Am Großen und Kleinen Riesen sind die Gigasschichten als dolomitische, z. T. eisenschüssige Ostreenkalke ausgebildet.

Eimbeckhäuser Plattenkalke

Die Eimbeckhäuser Plattenkalke haben ihre Hauptverbreitung im Osten des Untersuchungsgebietes, in der Hilsmulde, im Deister, Osterwald, Süntel, bei Hannover und im Wesergebirge, sie sind schlecht aufgeschlossen im Wiehengebirge, während sie im Teutoburger Wald zu fehlen scheinen (Abb. 3).

Die Hauptmächtigkeit der Plattenkalke findet sich ebenso wie bei den Gigasschichten in der Hilsmulde und im nordwestlichen Fortstreichen derselben, im Tal zwischen Süntel und Deister, wo die Mächtigkeit etwa 100 m beträgt (Taf. 31, sowie Abb. 3). Die Ausbildung ist im ganzen Gebiet dieselbe, ein Wechsel von dunkelgrauen, dichten, klingenden, plattigen Kalken mit Mergeln; dazu treten graue, bankige Mergelkalke.

Am Selter lassen sich innerhalb der Plattenkalke vier feste Bänke verfolgen, von denen die beiden oberen je eine Konglomeratbank mit Kalkgeröllen

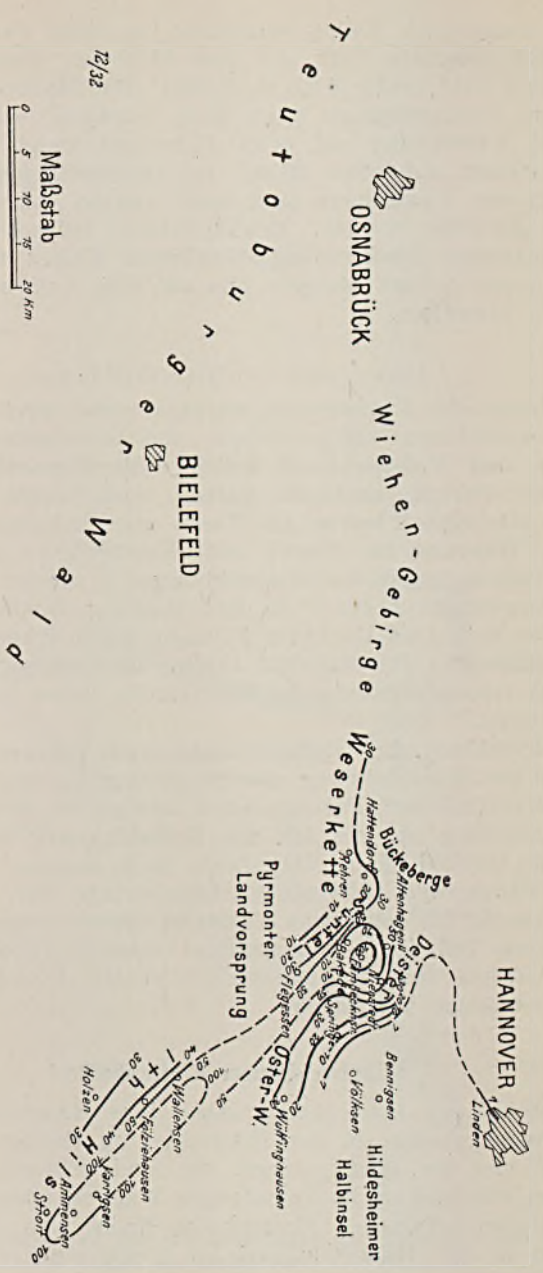


Abb. 3. Verbreitung und Mächtigkeit der Eimbeckhäuser Plattenkalke.

führen. Ein vollständiges Profil der dort etwa 100 m mächtigen Eimbeckhäuser Plattenkalke führt KOERT (1898) von der von Ammensen nach Freden führenden Straße an. Auch bei Fölziehausen ließ sich in den oberen Plattenkalken ein etwa 1 m mächtiges Kalkkonglomerat feststellen. KOERT führt von Ammensen auch rote Mergel aus den Plattenkalken an.

Grupe (1927) gibt das gelegentliche Vorkommen von dolomitisch-sandigen Kalken und dolomitischen Sandsteinen in den Plattenkalken aus der Nähe von Eimbeckhausen an. Stellenweise finden sich in ihnen auch oolithische Partien. Nach dem Süntel einerseits und dem Deister und Osterwald andererseits hin nimmt die Mächtigkeit wieder erheblich ab. Bei Nienstedt beträgt sie noch 60—70 m, bei Blumenhagen 40—50 m, im Schmeergrund 10—15 m, am Samkeweg 7 m, während bei Völksen das ganze Unterportland 4—10,5 m umfaßt (Profil XI—XV). Die durchschnittliche Mächtigkeit im Osterwald ist 25 m, im Süntel sinkt sie bis auf 10 m, am Bahnhof Linden-Fischerhof bei Hannover waren die Plattenkalke nach Schöndorf (1909) 6,5 m mächtig. Im Wesergebirge mag ihre Mächtigkeit 30 m betragen.

Gegen das Liegende und das Hangende sind die Eimbeckhäuser Plattenkalke nicht scharf abgegrenzt, sondern es findet ein allmählicher Übergang in Gigasschichten und Münder Mergel statt.

Münder Mergel

In ganz Nordwestdeutschland besitzen die Münder Mergel eine weite Verbreitung. Sie bestehen vorwiegend aus bunten Mergeln, unter denen die roten eine große Rolle spielen, die in den verschiedensten Lagen vorkommen. In der südlichen Hilsmulde bilden die roten Mergel den unteren Teil der Münder Mergel, darüber folgt eine mehrere Meter mächtige Schichtfolge von dolomitischen Kalken mit Geröllen und Oolithkörnern, die mit Mergeln wechseln und ihres Fossilreichtums wegen von Koert als Corbulabänke bezeichnet wurden; die obere Hälfte der Münder Mergel bilden vorwiegend graue und grüne Mergel, in deren unterer Partie etwa 12 m mächtiger geschichteter Gips vorkommt. Auch weiter nördlich, bei Holzen und im Weenzer Bruch finden sich ausgedehnte Gipslager, die aber bei Weenzen stockförmig und massig sind. Die Corbulabänke findet man in der nördlichen Hilsmulde zwischen Levedagsen und Wallensen wieder, wo ihre Mächtigkeit bereits größer ist. Sie treten in zwei festen, 2—3 m mächtigen Bänken auf, die durch einige Meter Mergel voneinander getrennt sind. Die unteren Bänke sind südöstlich Levedagsen in einem kleinen Bruch sichtbar, in dem sich ein hellbrauner Kalksandstein findet, der allmählich feinkonglomeratisch und oolithisch und schließlich grobkonglomeratisch wird; er führt Gerölle von Kalk und grünen und roten Mergeln, was auf eine lokale Aufarbeitung innerhalb der Münder Mergel hindeutet. Die in der Nähe am Wege von Thüste nach Levedagsen aufgeschlossenen oberen Bänke bestehen aus plattigen, bräunlichen Kalksandsteinen. Wie überall im Verbreitungsgebiet, so finden sich auch in der Hilsmulde in den Münder Mergeln öfters gelbe, dolomitische Zellenkalke. Nach Koert sind die allerobersten Schichten der Münder Mergel bei Ammensen als Süßwasserschichten anzusehen, da sich in ihnen *Valvata*, *Cypris* und *Chara*reste fanden.

Auch bei Münder lassen sich die Münder Mergel in eine untere Folge von roten Mergeln und in eine obere mit grauen Steinmergeln gliedern (Burre, 1927). Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes besitzen die Münder Mergel ihre größte Mächtigkeit wieder in der Senke, die sich von der Hilsmulde über Münder und das Tal zwischen Deister und Süntel nach Nordwesten zieht (Taf. 31, sowie Abb. 4); in der Hilsmulde sind sie 100—120 m, bei Münder 150 m, bei Sooldorf bei Rodenberg, wo sie Salz und Gips enthalten, gegen 400 m mächtig. Auch bei Nienburg und Eilvese bei Neu-

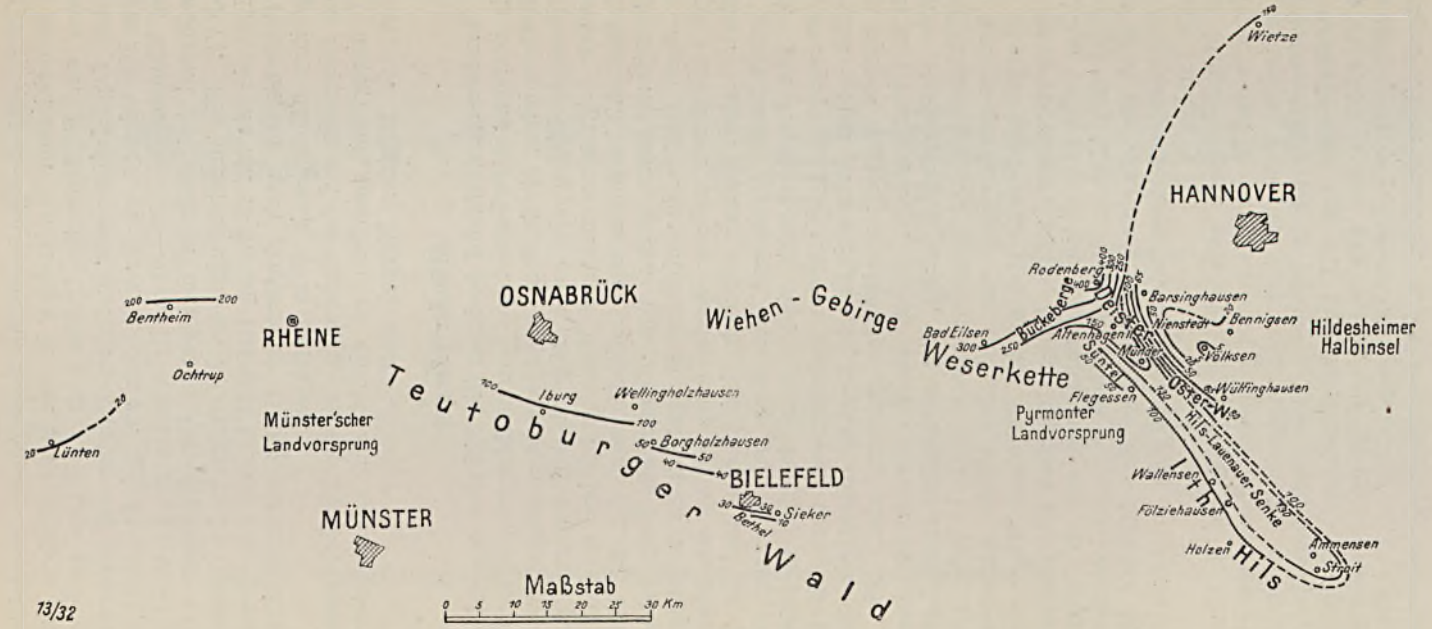


Abb. 4. Verbreitung und Mächtigkeit der Münder Mergel.

stadt am Rübenberge führen die hier ebenfalls sehr mächtigen Münder Mergel Gips. Nach dem Süntel ebenso wie nach dem Osterwald und Deister zu nimmt die Mächtigkeit wieder sehr stark ab, was aber z. T. der vorserpulitischen Störungsphase zugeschrieben werden muß.

Im Osterwald besteht die ganze Schichtenfolge aus vorwiegend roten Mergeln, in einem Erdfall südwestlich der Wolfsbuche stehen 6 m geschichteter Gips an. Grupe erwähnt aus der Umgebung von Lauenau das Vorkommen von glaukonithaltigen Mergeln in den Münder Mergeln.

Im Süntel treten rote Mergel zurück, nach den Erläuterungen zu Blatt Hameln kommen sie in Wasserrissen südlich Hamelspringe vor, außerdem fand ich sie in einem Wasserriß am Falltal südlich Punkt 312,4.

Im Wesergebirge und weiter nach Westen sind die Münder Mergel sehr schlecht aufgeschlossen, stellenweise, so bei Nammen, Lübbecke und Bad Rehburg, finden sich Gipslager. Die Mächtigkeit ist bedeutend größer als die des Teutoburger Waldes, die auch dort von Nordwest nach Südost abnimmt, von etwa 100 m bei Iburg auf etwa 10 m im Spiegelschen Steinbruch bei Sieker (Taf. 31). Auch im Teutoburger Wald kommt verschiedentlich Gips vor. Bemerkenswert ist der Aufschluß in den Münder Mergeln bei Sundern bei Borgholzhausen, wo sie aus einem Wechsel von hellen Schiefern und grauen festen Kalken und Mergelkalken bestehen. Die Mächtigkeit mag hier 50—60 m betragen.

Auch im holländischen Grenzgebiet nimmt die Mächtigkeit der Münder Mergel gegen Süden ab, die Bohrung Bentheim I durchsank fast 200 m Münder Mergel mit Gips und Steinsalz, während bei Lünten nur noch 10—20 m vorhanden sind. Indessen wird auch hier die vorserpulitische Phase ihre Mächtigkeit reduziert haben.

Serpulit

Der Serpulit besitzt eine außerordentlich starke Faziesdifferenzierung (Abb. 5). Ich unterscheide hier:

1. die Sandsteinfazies,
2. die Osterwald-Konglomeratfazies,
3. die Osning-Konglomeratfazies,
4. die Serpelkalkfazies,
5. die Lumachellfazies,
6. die Plattenkalkfazies,
7. die Mergelfazies,
8. die salinare Fazies.

Die Sandsteinfazies.

Die Sandsteinfazies ist auf den östlichen Deister mit dem Süllberg, auf den Katzberg, Nesselberg und westlichen Osterwald beschränkt, sie schiebt sich zungenförmig von Osten her nach Südwesten vor und keilt bereits zwischen Katzberg und Süntel völlig aus (Profil XLV—XLVIII, LIX, LXI, LXIII, LXV—LXIX). Eine genaue Abgrenzung der Faziesgebiete ist nicht immer möglich, da sie sich in den Grenzgebieten meist miteinander verzahnen.

Am Süllberg kommen neben feinkörnigen auch sehr grobkörnige Sandsteine vor, daneben treten sandige Kalke und auch vereinzelt Serpelkalke auf, besonders aber fallen grobe Konglomerate auf, die kleine und große Gerölle

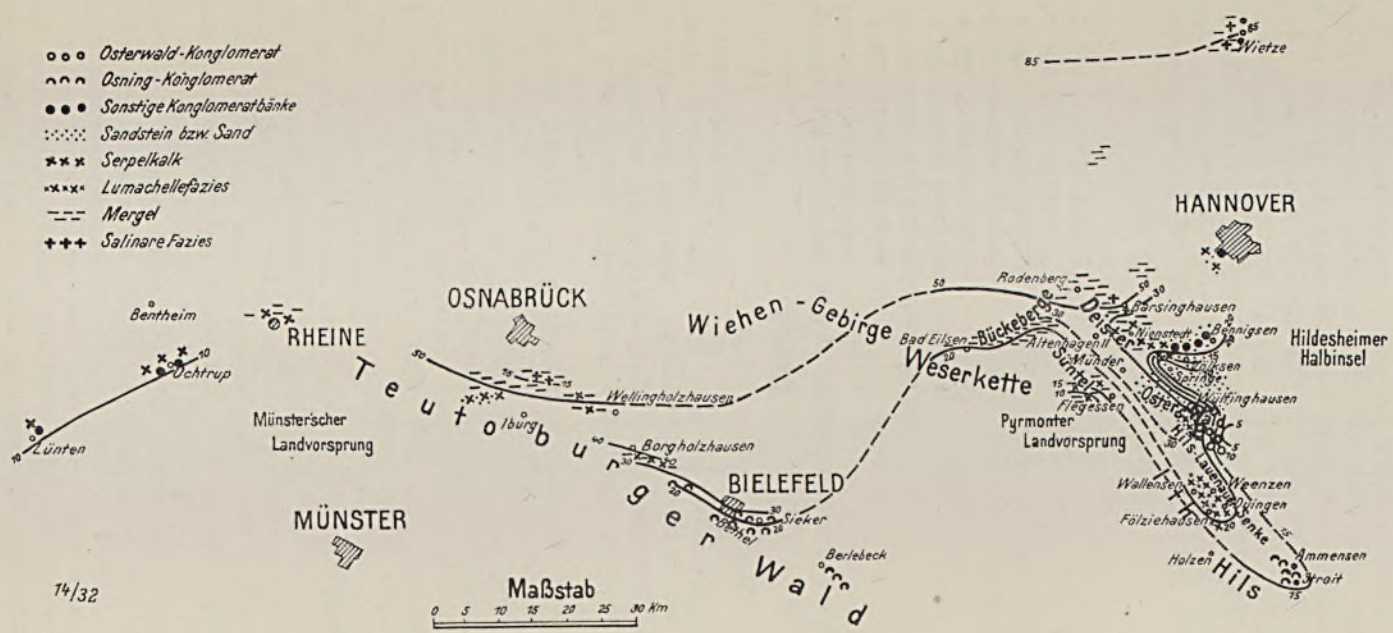


Abb. 5. Fazies und Mächtigkeit des Serpulites in Nordwestdeutschland.

und auch abgerollte Belemniten führen. Es handelt sich bei den Geröllen vorwiegend um Malmkalke, daneben treten Toneisensteingeoden des Jura auf, auch Gerölle von bunten Mergeln kommen vor und dürften wohl den Münder Mergeln zuzurechnen sein.

Bei Völksen (Profil XLVI—XLVIII) werden die Konglomerate schon feiner, bemerkenswert sind hier aber Gerölle von Quarz, die sich in einem Steinbruch am Dahlberg finden und die ebenso wie die von Stille (1905) von demselben Punkte angeführten Kieselschiefergerölle vermutlich aus dem Paläozoikum des Harzes stammen[1a]). Von Osten nach Westen tritt der Kalksandstein immer mehr zugunsten von sandigen Kalken und plattigen Serpelkalken zurück und kommt am Lehmbrink (Profil XLV) nur noch in wenigen dünnen Bänkchen vor. Am Samkeweg weisen nur noch sandige Kalke auf die Nähe der Sandsteinfazies hin.

Am Nesselberg und im Osterwald an der Gehlenbachstraße und in der Roten Kuhle bei Marienau spielen die Kalksandsteine eine große Rolle (Profil LXVI—LXVIII), dagegen treten sie am Katzberg (Profil LXIX) im Nordwesten einerseits und am Bleeken und Holenberg (Profil LXIII u. LXV) im Osten andererseits bereits stark zurück und finden sich am östlichen Osterwald nur mehr in dünnen Bänkchen in den hangenden Serpulitschichten (Profil LIX u. LXI). Der Sandgehalt nimmt im allgemeinen gegen das Hangende zu.

Im Teutoburger Wald treten bei Bethel bei Bielefeld (Profil XXXVIII) Kalksandsteine und sandige Kalke im Serpulit auf. Haack (1908) führt sandige Kalke vom Borgberg bei Hagen an.

Die Osterwald-Konglomeratfazies

Die Osterwald-Konglomeratfazies ist auf den östlichen Osterwald beschränkt. Sie besteht aus grünen Mergeln mit Geröllen von hellen Malmkalken, die seitlich in schichtungslose, mergelige und harte, splitterige Kalke übergehen können. Das Gestein ist von dem Völkser Konglomerat meist nicht zu unterscheiden und daher von Dahlgrün (1923) auch dafür gehalten worden. Naumann (1927) machte aber schon darauf aufmerksam, daß man diese Schichten zum Serpulit ziehen könnte, da stellenweise grüne Mergel mit Geröllen über und unter Serpelkalken vorkommen und z. B. am Bleeken derartige Schichten über Münder Mergeln liegen. Im Gegensatz zu Naumann ziehe ich am Bleeken (Profil LXIII) auch die bunten Mergel mit „Kalkknollen", die dieser als obere Münder Mergel auffaßt, zu der Serpulitbasis, da bunte Mergel auch im Serpulit vorkommen können, wie z. B. die Aufschlüsse in der Hilsmulde erwiesen. Der Serpulit, der am Bleeken noch über Münder Mergeln liegt, transgrediert nach Osten hin auf ältere Schichten, so am Ahrensberg über Mittleren Kimmeridge (Profil LXII) und weiter südöstlich an der Luxholklippe (Profil LX u. LXI) über Korallenoolith. Dahlgrün (1923) macht darauf aufmerksam, daß am Mehler Dreisch die Konglomerate über Unterem Korallenoolith liegen, während weiter nördlich Oberer Korallenoolith die Unterlage bildet.

Im östlichen Osterwald gliedere ich den Serpulit in drei Abteilungen, und zwar in:

[1a]) Im Serpulit des Sauparks, im Steinbruch südöstlich P. 298,0, fanden sich ebenfalls Quarzgerölle.

obere grüne Mergel mit Geröllen und vereinzelten Sandsteinbänkchen,
plattige Serpelkalke,
untere grüne Mergel mit Geröllen.

Diese Schichten lagern sich an die Schwelle im Osten, deren Kern Korallenoolith bildet, an; am Hohlweg am Ahrensberg und an der Luxholklippe haben wir noch alle drei Abteilungen, im Hohlweg zwischen Jagen 16 und 2 (Profil LIX) liegen die plattigen Serpelkalke, mit den oberen grünen Mergeln im Hangenden, direkt auf dem Korallenoolith, während von da ab weiter nach Süden nur noch die oberen grünen Mergel mit Geröllen auftreten (Profil LVI—LVIII). Gleichzeitig sinkt die Mächtigkeit von 21 m bei der Luxholklippe auf 7 m am Hohlweg zwischen Jagen 16 und 2 und auf 2 m im oberen Bruch am Mehler Dreisch.

Nach Westen stellen sich statt der Osterwald-Konglomeratfazies sehr schnell andere Gesteine ein, am Bleeken nimmt sie noch den unteren Teil der Schichtfolge ein, am Holenberg ist sie ebenfalls im unteren Teil vertreten (die „Kalkknauern" des DAHLGRÜN'schen Profils sind Gerölle), während sie in der Roten Kuhle bei Marienau in geringer Mächtigkeit sowohl oben als auch unten in dem Profil erscheint.

Nachstehend gebe ich einige von mir anders als von früheren Autoren gedeutete Osterwaldprofile wieder:

Oberer Bruch und Hohlweg oberhalb desselben im Mehler Dreisch 1930 (Profil LVI u. LXXV)

		Deutung nach NAUMANN	Deutung nach DAHLGRÜN
0,15 m dunkler, mergeliger Kalk mit Purbeckfauna	Purbeck		Portlandkalk
0,20 m dunkle, feste Mergel			
0,40 m grauer, konglomerat. Kalk			
etwa 2,00 m dunkle, feste Mergel			
0,50 m dichter, grauer, splitteriger Kalk, in platt. Kalksdst. übergehend	Serpulit (ob. Mergel m. Geröllen)	Serpulit	Völkser Kongl.
1,50 m grüne Mergel, unten mit Geröllen			

Liegendes: Korallenoolith.

Die Grenze zum Purbeck wurde entsprechend dem Profil im Hohlweg östlich P. 294,6 gezogen.

Hohlweg östlich P. 294,6 (Profil LVIII u. LXXIV)

	Deutung nach DAHLGRÜN
Hangendes: sandige Kalke und Purbeck-Kalke	
etwa 2,00 m Lücke	
1,00 m graue, dichte Kalke mit Purbeckfauna und mergelige, dunkle, unregelmäßig geschichtete Kalke	Serpulit
etwa 1,5 m Lücke	
0,50 m graublauer, konglomeratischer Kalk	

0,45 m dunkle, schiefrige Mergel, nach oben in mergeligen Kalk übergehend	Purbeck	Münder Mergel
0,10 m dunkler, mergeliger Kalk mit Purbeckfauna		
etwa 1,00 m dunkle Mergel		
etwa 3,00 m grüne Mergel mit Geröllen	Serpulit (ob. Mergel m. Geröll.)	Portland-Kalk
geringmächtiger oolitischer Kalk mit Serpeln und dichter, bläulicher, sandiger Kalk		
etwa 2,00 m grüne Mergel mit Geröllen, untere 0,5 m geröllfrei		Völkser Kongl.

Liegendes: Korallen-Oolith

Hohlweg zwischen Jagen 16 und 2 (Profil LIX u. LXXIII)

Hangendes: graue, sandige Kalke	Purbeck	
0,50 m Lücke		
0,30 m grauer, kristalliner, konglomeratischer Kalk		
etwa 2,00 m dunkle Tone, bankige, sandige Kalke	Serpulit	ob. Mg. m. Ger.
2,50—3 m grüne Mergel mit Geröllen, oben mit dichten, bläulichen Kalkbänkchen		
etwa 3,00 m plattiger Serpelkalk, im unteren Teil mit sehr dünnen, dunklen Mergellagen		

Liegendes: Korallen-Oolith

Die Grenze zum Purbeck wurde auch hier ebenso wie im folgenden entsprechend dem Profil im Hohlweg östlich P. 294,6 gezogen.

Hohlweg nordwestlich Luxholklippe (Profil LXI u. LXXII)

	Deutung nach DAHLGRÜN		
Konglomerat. Kalk			
etwa 2,00 m Lücke	Purbeck		
2,00 m graublaue Tone			
1,00 m Kalksandsteinbänke m. kohligen Einschl. durch Tone getrennt	Serpulit	ob. Mergel m. Geröllen	Serpulit
2,00 m oben graublaue, unten hellgelbliche Tone m. violetten Partien.			
0,75 m harter, graubl. etwas sandig. Kalk			
1,50 m blaugrüner Ton			
0,20 m Kalksandstein			
0,90 m blaugrüner Ton			
0,15 m plattiger, sandig. Kalk-Kalksdst.			
0,70 m dunkler Ton			
1,20 m grüne Tone mit dicht gepackten Geröllen			
1,50 m grauer Ton			
3,00 m plattiger Serpelkalk			

etwa 2,00m dunkle Tone Lücke etwa 2,00 m grüne Tone und gelbe, knollige, dolomit. Kalke	Serpulit	unt. Mergel m. Geröllen	Münder Mergel
2,5—2,7 m dickbankiger, splitteriger, z. T. oolithischer, konglomerat. Kalk mit bis faustgroßen Kalkgeröllen			Portland Kalk
1,50 m grüne Mergel mit Geröllen			Völkser Kongl.

Liegendes: Korallenoolith

Die Osning-Konglomeratfazies

Die Osning-Konglomeratfazies ist im östlichen Teutoburger Wald und im südöstlichen Teil der Hilsmulde ausgebildet. Sie besteht vorwiegend aus fein- oder grobkonglomeratischen Kalkbänken, die durch dicke Mergelpakete voneinander getrennt werden. Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes finden sie sich in zahlreichen, vom Hils herabkommenden Wasserrissen bei Stroit und Ammensen (Profil L—LII). Es sind nur wenige feste Bänke, die aus den Mergeln hervortreten, in den südlichen Aufschlüssen sind es vorwiegend zähe, bläuliche, oft feinkonglomeratische Kalke, nach Norden nimmt die Geröllführung zu, und hinter Ammensen werden die Konglomerate sehr grob. Es handelt sich bei den Geröllen um helle und dunklere, auch bräunliche Kalke, die wohl dem Malm entstammen dürften und auf die beginnende Herauswölbung der Leinetalachse und des weiter östlichen Gebietes hindeuten.

Ähnliche Konglomeratbänke wie im südöstlichen Teil der Hilsmulde finden sich auch in den oberen Serpulitschichten vom Bleeken und Holenberg im Osterwald (Profil LXIII u. LXV).

Im östlichen Teutoburger Wald finden wir ganz ähnliche Verhältnisse (Profil XXXVIII). Man kann dort im Serpulit zwei Konglomerathorizonte unterscheiden, von denen sich der eine an der Basis, der andere im Hangenden befindet, während der Hauptteil der Schichtfolge von bunten Mergeln, unter denen sich auch rote befinden, ausgefüllt wird. Der untere Geröllhorizont führt vorwiegend kleine gelbe und rote Kalkgerölle, die hauptsächlich wohl dem Kimmeridge und den Münder Mergeln entstammen dürften. Dagegen besteht der obere Geröllhorizont aus grauen und gelblichen groben Konglomeraten, die auch in sandige Kalke und Kalksandsteine übergehen können. Die Mehrzahl der Gerölle entstammt dem Muschelkalk und Malm, auch Keupergerölle scheinen vertreten zu sein, abgerollte Belemniten kommen vor. Vereinzelt sollen in beiden Horizonten auch dunkle, paläozoische Gerölle auftreten. Die Osning-Konglomeratfazies erstreckt sich im Teutoburger Wald von Berlebeck[2]) bis in die Gegend von Werther, um dann allmählich in die Serpelkalkfazies überzugehen.

Die Serpelkalkfazies

In der Nachbarschaft der Konglomerat- und Sandsteinfazies findet sich stets die Serpelkalkfazies, die besonders schön bei Thüste und Duingen

[2]) Herr Dr. G. Richter fand kürzlich auf einer Exkursion zwischen Berlebeck und Holzhausen mehrere lose Blöcke eines Konglomerats, das nach seiner Fazies am ehesten dem Serpulit, möglicherweise aber auch den Gigasschichten angehören dürfte. Bereits Salfeld hat dieses Vorkommen, dessen Lagerung im Anstehenden nicht bekannt ist, erwähnt.

(Profil LIII u. LIV) in der nördlichen Hilsmulde und am Lehmbrink im östlichen Deister (Profil XLV) ausgebildet ist. Hier bildet der Serpulit eine mächtige Folge von massigen Serpelkalken, die eine Mächtigkeit von 6 m am Lehmbrink und von 12—15 m an der Thüster Burg erreichen. Der Serpelkalk bei Thüste und Duingen führt lagenweise Gerölle von Kalk und Knäueln von Serpeln; während die Basisbänke als Lumachellen ausgebildet sind, sind die hangendsten Serpulitschichten mergelig und führen Konglomeratbänke vom Typ des Osning-Konglomerates. Im östlichen Osterwald trennen, wie schon beschrieben, 3 m plattige Serpelkalke die oberen grünen Mergel mit Geröllen von den unteren (Profil LIX—LXII), am übrigen Osterwald und Nesselberg sind die Serpelkalke plattig und sandig ausgebildet.

Vom Lehmbrink nach Westen tritt eine starke Vermergelung des Serpulites ein, doch treten dickbankige Serpelkalke im Deister noch bis Nienstedt und auch noch im Süntel auf (Profil XLI, XLII u. XLIV). Von Hannover geben Struckmann (1878) und Schöndorf (1909) dickbankige Serpelkalke und Tone an, während bei Wietze Serpelkalke in nennenswertem Umfange nicht mehr vorhanden sind.

Im Teutoburger Wald beginnt die Serpelkalkfazies nordwestlich Werther und zieht sich bis Borgholzhausen hin (Profil XXXVII). Von da ab werden die Aufschlüsse sehr selten, bei Borgloh finden sich geringmächtige Serpelkalke, die schon Spulski erwähnt (1909), bei Twellmeyer, auch vom Borgberg südlich Hagen gibt Haack Serpelkalke an. Etwas weiter nördlich beginnt bereits die Mergelfazies. Die Serpelkalke im Teutoburger Wald kommen nicht in der kompakten Ausbildung von Thüste oder vom Lehmbrink vor, sondern Mergel nehmen hier einen wesentlichen Bestandteil der Schichtfolge ein.

Im preußisch-holländischen Grenzgebiet kommen Serpelkalke vor bei Lünten und Ochtrup (Profil XXXVI), wo sie mit einem Basiskonglomerat über ältere Schichten (Münder Mergel und Muschelkalk) transgredieren. Es handelt sich hierbei um eine Transgression über verschiedene kleinere Schwellen (Ochtruper Sattel u. a.), die nach Bentz (1927) in ihrer ersten Anlage bereits auf die altkimmerische Faltung zurückgehen. Aus dem Emsbett unterhalb Rheine werden von Bentz und andern Serpelkalke und bituminöse, kristalline Kalkplatten mit Serpeln beschrieben, auch hier transgrediert der Serpulit über älteren Schichten.

Im Zusammenhang mit der Verbreitung des Serpelkalkes kommen die oft beschriebenen bituminösen, stromatolithischen Kalke vor. Sie finden sich im ganzen Deister, Nesselberg und Süntel, v. Koenen erwähnt sie von Wallensen in der nördlichen Hilsmulde, in der Bohrung Eckerde kommen sie vor, ich traf sie an der Basis des Serpulites in einer Mergelgrube westlich P. 192,7 bei Altenhagen an den Bückebergen und bei Borgholzhausen am Osning. Ferner gibt Haack (1909) sie an vom Mittelberg und Borgberg südlich Hagen; Bentz erwähnt ihr Vorkommen bei Lünten an der holländischen Grenze.

Die Lumachellfazies

Eine lokale Abart der Serpelkalkfazies ist die Lumachellfazies, in der die Serpeln zugunsten von Bruchschill zurücktreten. Sie ist auf das Gebiet der nördlichen Hilsmulde beschränkt und zieht sich längs des Westrandes der Serpelkalkfazies hin. Die Hauptvorkommen sind der Linsenbrink bei Wallensen und der Serpulitzug von Wallensen nach Kapellenhagen (Profil LV). Die Lumachellen sind oolithisch, zuweilen treten auch Konglomerate in ihnen

auf. Bei der Thüster Burg und bei Duingen bilden die Lumachellen die Basis der Serpelkalke (Profil LIII u. LIV).

Die Plattenkalkfazies

Die Plattenkalkfazies besitzt ebenfalls nur lokale Bedeutung und ist auf das Gebiet westlich des Bleeken von der Jagdhütte bis zum Dreieckigen Stein im Osterwald beschränkt (Profil LXIV). Es handelt sich um plattige, klirrende, dichte Kalke und Mergelkalke, die den Eimbeckhäuser Plattenkalken zum Verwechseln ähnlich sehen.

Die Mergelfazies

Die Mergelfazies des Serpulits findet sich im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Abb. 5). Es handelt sich hierbei um einen Wechsel von Mergeln mit dunklen, bituminösen, bankigen und plattigen Kalken und dünnbankigen Cyrenenkalken, von denen die letzteren oft, z. B. im nordwestlichen Deister und in den Bückebergen, den Übergang zum Unteren Wealden bilden (Profil XXXIX). Diese mergelige Ausbildung kündigt sich in den hangendsten Schichten am Lehmbrink (Profil XLV) bereits an, gegen Nordwesten nimmt die Vermergelung immer mehr zu und geht bei Barsinghausen und Eckerde in die salinare Fazies über.

Das Profil am Bahnhof Eilsen (Profil XXXIX) und verschiedene Aufschlüsse in den Bückebergen zeigen ebenfalls die Entwicklung der Mergelfazies. Löwe (1921) führt aus einer Mergelgrube am Waldrande westlich P. 192,7 bei Altenhagen Sandstein und „wulstige" Kalkbänke auf, die zu den Münder Mergeln gehören sollen. Die „wulstigen" Kalke sind stromatolithische Kalke, so daß von dieser Schicht ab die Schichtfolge zum Serpulit zu stellen ist. Harbort (1913) gibt von Eilvese bei Neustadt a. R. Cyrenen- und Serpelbänkchen an, die mit Mergeln wechseln.

Haack (1909) erwähnt schon, daß im westlichen Teil des Teutoburger Waldes von Süden nach Norden eine Vermergelung der Schichten eintritt und beschreibt ein Vorkommen von Mergeln mit Steinsalzpseudomorphosen und kleinen Kalklinsen mit Cyrenen und Serpeln vom Heidberg nordwestlich Hagen.

Die salinare Fazies

Noch weiter gegen Norden geht im Beckeninnern die Mergelfazies allmählich in die salinare Fazies über, die sich durch das Auftreten von Gips und Steinsalz auszeichnet. Gleichzeitig nimmt die Mächtigkeit erheblich zu (50 m bei Barsinghausen, 85 m bei Wietze). Derartige Vorkommen sind bekannt von der Bohrung Eckerde und vom Schachtprofil Barsinghausen. In Barsinghausen (Profil XLIII) kommen bis 3 m mächtige Anhydrit- und Gipsbänke im Serpulit vor, während sie bei Eckerde weniger mächtig sind. Auch von Wietze ist das Vorkommen von Gipslagen aus den untersten Serpulitschichten bekannt, allerdings treten in dem Profil auch dicke Kalkbänke und dünne Kalksandsteinbänkchen, in der hangendsten Partie sogar ein etwa 4 m mächtiger konglomeratischer Kalk mit Serpeln auf (Profil XLIX). Auf salinare Einflüsse deuten auch Gipsresiduenlagen in den Serpulitschichten des Lehmbrink hin.

Gagel (1894) gibt salinare Ausbildung des Serpulits von Borgloh-Oesede an, der dort eine Mächtigkeit von 75 m besitzen soll.

Purbeck und Unterer Wealden

Der Untere Wealden ist in zweierlei Fazies ausgebildet, in einer sandig-tonigen Fazies, dem sogenannten Unteren Wealdenschiefer, und in einer kalkig-mergeligen Fazies, dem Purbeck (Taf. 31). Schon SALFELD (1913) und KAUENHOWEN (1927) haben darauf hingewiesen, daß das Purbeck wohl eine Fazies des Wealden sein könnte. Ich glaube, daß meine Untersuchungen den Nachweis für diese Ansicht erbracht haben.

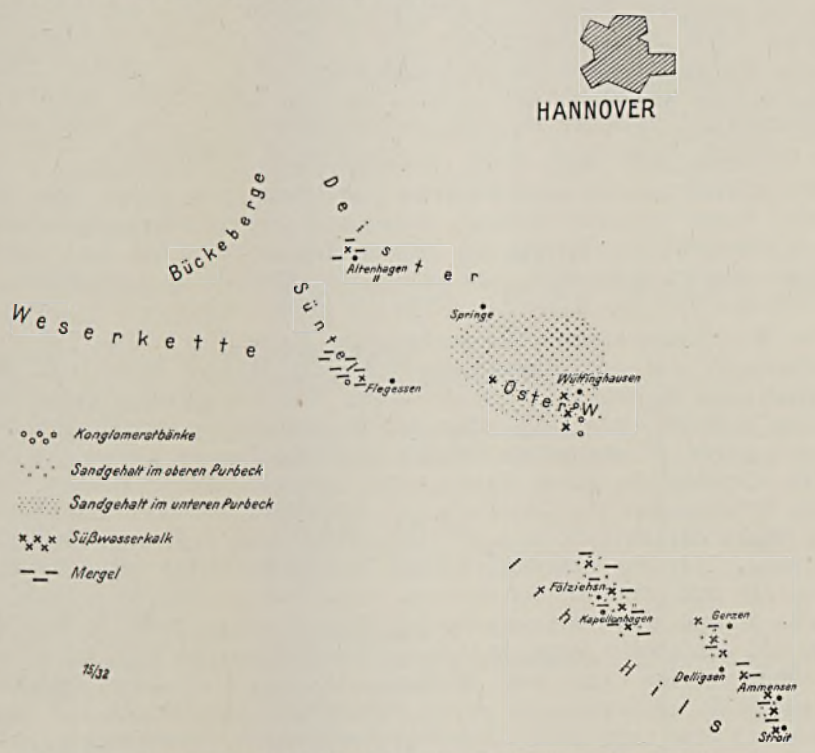


Abb. 6. Ausbildung und Verbreitung der Purbeck-Fazies des Wealden.

Das Vorkommen der Süßwasserschichten des Purbeck ist auf den südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes beschränkt (Abb. 6). Sie finden sich in der ganzen Hilsmulde in einer Mächtigkeit, die 100 m übersteigen kann, am Süntel erreichen sie noch etwa 20 m, am Osterwald gehen sie auf 5—8 m zurück und sind bereits am östlichen Deister nicht mehr vorhanden. Das einzige Vorkommen nördlich vom Süntel und Osterwald entdeckte ich in einem Wasserriß im Tal westlich P. 271, nordöstlich der Försterei Blumenhagen im Deister, wo sich im Schutt Blöcke eines dichten, harten, splittrigen, bituminösen Kalkes mit Purbeckfauna fanden.

Das Purbeck in der Hilsmulde läßt sich gliedern in:

obere feste Bänke,
mittlere weiche Schichten,
untere feste Bänke,
untere weiche Schichten (vgl. Profil LXXVII—LXXXV).

Die unteren weichen Schichten enthalten vorwiegend grüne, aber auch bläuliche und rote Mergel mit einzelnen Kalkbänken. Zu ihnen rechne ich auch noch die von Koert zum Serpulit gestellten 18 m Mergel und lasse den Serpulit erst mit den zähen, bläulichen Kalk- und Konglomeratbänken beginnen. Die Mächtigkeit der unteren weichen Schichten dürfte in der südlichen Hilsmulde etwa 25 m betragen.

Die unteren festen Bänke bestehen in der südlichen Hilsmulde aus einer Folge von etwa 5 m festeren, bituminösen Süßwasserkalken mit eingelagerten Mergeln. Diese Bänke lassen sich bis westlich Geerzen verfolgen (Profil LXXX), wo sie wohl etwas geringmächtiger sind; als kleiner Höhenzug lassen sie sich in der nördlichen Hilsmulde am Linsenbrink, bei Wallensen, Fölziehausen und vielleicht bei Kapellenhagen wiedererkennen, wenn auch, wie schon erwähnt, Aufschlüsse außer am Linsenbrink völlig fehlen.

Die mittleren weichen Schichten bestehen aus roten und grünen Mergeln, denen vereinzelt bankige Kalke und Mergelkalke eingelagert sind. Ihre durchschnittliche Mächtigkeit in den Wasserrissen bei Ammensen und Varrigsen beträgt etwa 40 m und scheint bei Stroit noch zuzunehmen, auch im nördlichen Teil der Hilsmulde dürfte sie größer sein.

Das Blatt Eschershausen der geologischen Karte gibt in dem Tal zwischen Kapellenhagen und dem Kapellenhagener Wald Münder Mergel an, die am Waldrand ohne Störung an Purbeck stoßen. Ich möchte diese ganze Schichtfolge als Purbeck deuten, das dann bei Kapellenhagen normal dem Serpulit aufliegen würde. Wenig weiter nördlich, bei Fölziehausen, nimmt das Purbeck nämlich ebenfalls die ganze Talsohle ein, und ein kleiner Rücken, der das Tal von Fölziehausen bis Kapellenhagen durchzieht, läßt sich als die unteren festen Bänke des Purbeck deuten. Leider sind diese Schichten nirgends aufgeschlossen. Nur als Lesesteine fanden sich dort Stücke eines bituminösen Kalkes, der sehr wohl zu den unteren festen Bänken gehören könnte. Auch die roten Mergel- und Steinmergelbänke, die stellenweise zwischen dem Rücken im Tal und den oberen festen Bänken im Kapellenhagener Wald zu sehen sind, kann man ebenso gut den mittleren weichen Schichten zuteilen. Es liegt nahe, die ausnahmsweise große Mächtigkeit des Purbeck bei Kapellenhagen durch eine herzynisch verlaufende, streichende Verwerfung zu erklären, vielleicht ist sie ein Zweig der ebenfalls herzynisch verlaufenden Störung, die südlich Kapellenhagen den Serpulit abschneidet.

Die oberen festen Bänke treten ebenso wie die unteren im Gelände als Höhenrücken hervor. Sie umfassen durchschnittlich etwa 15 m vorwiegend feste, bankige, meist helle, bituminöse Süßwasserkalke, denen auch dickere bunte Mergelschichten eingelagert sind. Die obersten Schichten sind bei Ammensen und westlich Geerzen als plattige Kalksandsteine ausgebildet, auf die dann dunkle Wealdentone folgen (Profil LXXX u. LXXXII). Dagegen ist die Grenzziehung zum Wealden in der nördlichen Hilsmulde sehr erschwert, weil dort eine Verzahnung der Purbeck- und Wealdenfazies stattfindet, wie man es sehr schön an der Straße von Kapellenhagen nach Duingen beobachten kann (Profil LXXVII). Dort liegen über den oberen festen Bänken, die mächtiger sind als im Süden und neben bituminösen Süßwasserkalken auch in erheblichem Maße sandige Kalke und Kalksandsteine führen, etwa 30 m sandige Mergel (Wealdenfazies), die von Kalksandsteinbänken überlagert werden, in denen auch ein 25 cm mächtiger Süßwasserkalk mit

Purbeckfauna vorkommt (Koert, 1898). Darüber liegen dann Sandsteine und Mergel der Wealdenfazies.

Im östlichen Osterwald beträgt die Mächtigkeit des Purbeck etwa 5—8 m (Profil LXXII—LXXV). Es besteht an der Basis aus dunklen Mergeln und Mergelkalken, die am Mehler Dreisch und am Grenzweg östlich P. 294,6 eine Purbeckfauna geliefert haben, darüber liegt eine 0,3—0,5 m mächtige Konglomeratbank mit vorwiegend hellen Kalkgeröllen, die möglicherweise von aufgearbeiteten Purbeckkalken herstammen; darüber folgen noch Mergel sowie sandige und bituminöse Kalke. In der Roten Kuhle bei Marienau und am Nesselberg, also im Bereiche der Sandschüttung von Osten her, treten die Kalke stark zurück, an ihrer Stelle herrschen Kalksandsteine und auch sandige Kalke vor (Profil LXX u. LXXI). Im östlichen Deister sind die den Serpulit überlagernden Schichten ebenfalls sandig ausgebildet, hier aber in der Wealdenfazies, eine Süßwasserfauna ist in ihnen nicht gefunden worden. Die Grenze zwischen Purbeck- und Wealdenfazies scheint zwischen Nesselberg und östlichem Deister zu liegen.

Herr Professor Salfeld machte mich auf das Vorkommen von Purbeck im Süntel aufmerksam. Der Holzabfuhrweg vom Süntelturm zeigt folgendes Profil (Profil LXXVI):

Hangendes: vorwiegend dunkler Schieferton	
0,80 m grauer, mürber, unten eisenschüssiger Kalksandstein	Unterer
etwa 1,5 m dunkle Tone	
0,15 m eisenschüssiger Sandstein mit *Cyrena, Paludina*	Wealden-Schiefer
etwa 2,5 m vorwiegend dunkle Tone und Schiefer mit seltenen dünnen Sandsteinlagen	
0,30 m bräunliche und rote Tone	
0,02 m ockerfarbenes, verwittertes Bänkchen	
1 m dunkle und bräunliche Tone und Schiefertone	
0,10 m grüner Ton	
0,40 m brauner Ton	
0,20 m dunkler, fester, bituminöser Kalk	
1,20 m dunkler Schieferton mit bituminösen Kalkplatten	Purbeck
0,40 m blaugrauer, bituminöser Cyrenenkalk	
etwa 2 m dunkle Schiefertone	etwa 15 m
0,12 m dunkler, harter Cyrenenkalk	
etwa 8—10 m schlecht aufgeschl. dunkle Schiefertone, vereinzelt mit dunklen, harten, bituminösen Kalkbänkchen	
0,20 m dunkler, harter Cyrenenkalk	
0,04 m dunkler, konglom. Süßwasserkalk (in dieser 24 cm-Bank fand Salfeld eine Süßwasserfauna)	
etwa 1 m grünlich-gelbe Mergel	
0,60 m harter, bituminöser Serpelkalk	
0,60 m flaseriger, bituminöser Serpelkalk	
etwa 1 m grün-gelbliche Mergel mit dickbankigem, bit. Serpelkalk	
etwa 2 m dunkle Tone mit einzelnen Cyrenenkalkbänkchen	Serpulit
etwa 1 m grusiger, bituminöser Serpelkalk	12 m
etwa 2 m dunkle Tone	
0,70 m harter, bituminöser Serpelkalk	
0,60 m dunkler Ton	
etwa 3 m stromatolithische, dickbankige Serpelkalke mit eingeschalteten hellen und dunklen Mergeln	
Liegendes: Münder Mergel	

Das Purbeck ist hier in Mergelfazies ausgebildet und leitet allmählich zum Unteren Wealdenschiefer über. Die roten Mergel habe ich noch zum Purbeck gezogen.

Paläogeographischer Teil

Gigasschichten

Im Bereich der Gigasschichten lassen sich mehrere Faziesgebiete unterscheiden (Abb. 1), und zwar:

1. die Konglomeratfazies, die in unmittelbarer Nähe der Festlandgebiete ausgebildet ist, z. B. im östlichen Deister und Osterwald, bei Hannover und an einigen Stellen im Teutoburger Wald;
2. die sandig-kalkige Fazies, die auf den Teutoburger Wald beschränkt ist, wo die oolithischen Gigaskalke mehr oder weniger stark sandig ausgebildet sind;
3. die oolithische Fazies, die Flachmeerfazies der Gigasschichten, die die Konglomeratzonen des Strandes in breitem Streifen begleitet, so am Westrande der Hildesheimer Halbinsel in der Hilsmulde, im Osterwald, Deister, bei Hannover und Wietze, sowie nördlich der Rheinischen Masse im Teutoburger Wald;
4. die oolithfreie Fazies der dunklen Kalke, Mergelkalke und Mergel, die wohl im tieferen Wasser abgesetzt sein dürften und den inneren Teil des Beckens einnehmen. Sie ist im Süntel, Weser- und Wiehengebirge ausgebildet.

Schon aus diesem Überblick ergibt sich, wo wir zur Zeit der Gigasschichten die Hochgebiete zu suchen haben. Sie lagen einmal östlich vom Deister und Hils (Hildesheimer Halbinsel) und ferner südwestlich des Teutoburger Waldes (Rheinisch-Ardennische Masse). Die beiden genannten Festlandsmassen sind von einem Saum gröberer, terrigener Sedimente und chemischer Flachwasserabsätze begleitet, und zwar lagerten sich vor der Rheinischen Masse vorwiegend sandige oolithische Kalke ab, während es am Ufer der Hildesheimer Halbinsel zur Bildung von zum Teil recht groben Konglomeraten kam.

Die Lage der Küste deutet sich nicht nur durch die Fazies an, sondern zeichnet sich auch in der Mächtigkeit der Sedimente ab. So tritt deutlich die Ausdünnung der Gigasschichten vom Wiehengebirge gegen den Teutoburger Wald hervor; im östlichen Deister, Osterwald und Hils nehmen die Schichten nach Osten gegen die Hildesheimer Halbinsel ab (Taf. 31 sowie Abb. 1). Ein weiteres Schwellengebiet deutet sich durch starke Mächtigkeitsabnahme in der Gegend von Hameln und Pyrmont an. Diesen Pyrmonter Landvorsprung kann man vielleicht als nördliche Fortsetzung der Sollingmasse betrachten.

Auch innerhalb des Beckens, vor allem im Ostteile, bestehen noch erhebliche Mächtigkeitsschwankungen, die eine genauere Betrachtung verdienen. Wir sehen einmal eine Schwellenregion (Deisterschwelle) mit geringmächtigen Gigasschichten, die zwischen Völksen und Springe in nordwestlicher Richtung bis gegen Barsinghausen vorgreift und in ihrer Lage mit der heutigen Deisterachse ungefähr zusammenfällt. Parallel mit dieser Schwellenregion verläuft eine ebenfalls herzynisch streichende Zone großer Mächtigkeit (Hils—Lauenauer Senke) (Taf. 31 sowie Abb. 1), die vom Kahleberg durch die Längsachse der Hilsmulde bis ins Tal zwischen Süntel

und Deister zu verfolgen ist und wiederum ungefähr mit einer heutigen tektonischen Zone, der Hils-Süntelmulde Stille's zusammenfällt. Im westlichen Teil des Gebietes bestehen keine derart erheblichen Mächtigkeitsdifferenzen, nur südlich Hagen ist eine kleinere herzynisch verlaufende Spezialschwelle vorhanden, die schon Schott erwähnt, und auf der etwa der Steinbruch von Kasselmann liegt (Taf. 31). Diese Schwelle wurde bereits im Unteren Korallenoolith angelegt und läßt sich auch noch in den Gigasschichten durch die im Gegensatz zu den im Norden und im Süden liegenden Aufschlüssen reduzierte Mächtigkeit der Schichtfolge nachweisen. Bemerkenswert ist das Ergebnis eines Brunnenbaues in Mentrup, am Ostende desselben Jurastreifens, in dem nach Haack (1922) als Liegendes der Gigasschichten Cornbrash angetroffen wurde.

Im einzelnen ergibt sich ein ziemlich enger Zusammenhang zwischen dem aus den Mächtigkeitskurven zu erschließenden epirogenen Wellenwurf der Gigaszeit mit den vorportlandischen orogenen Bewegungen der Deisterphase, wie aus den beigegebenen Karten ersichtlich ist.

Die Gigasschichten im östlichen Deister und Osterwald transgredieren von Westen nach Osten über immer ältere Schichten, wie schon Dahlgrün hervorgehoben hat (Abb. 2), und zwar greifen sie im Deister von Nienstedt bis Bennigsen vom Oberen Kimmeridge bis auf Dogger, im Osterwald vom Oberen bis auf Mittleren Kimmeridge herab, auch bei Hannover sind schwache vorportlandische Bewegungen durch Übergreifen der Gigasschichten auf Mittleren Kimmeridge angedeutet. Es handelt sich im östlichen Deister um die Limbergachse, über deren erste Anlage die Transgression der Gigasschichten erfolgte, bei Hannover um deren nördliche Fortsetzung, den Benther Sattel, im östlichen Osterwald um den Mehler Sattel, dessen nordwestliche Fortsetzung, die Deister Achse, wie schon oben erwähnt, möglicherweise ebenfalls vorportlandisch vorhanden gewesen ist. Die Brünnighäuser- und die Leinetalachse scheinen dagegen erst später angelegt worden zu sein; allerdings läßt Dahlgrün die Möglichkeit einer vorportlandischen Anlage der Leinetalachse offen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die orogenen Ereignisse der Deisterphase in den epirogenen Bewegungen der Gigaszeit fortwirken, wie dies besonders im Deister und Osterwald in Erscheinung tritt. Wahrscheinlich dürfte dann auch die erste Anlage der Hilsmulde in die Deisterphase fallen.

Im Teutoburger Wald läßt sich ebenfalls die Deisterphase nachweisen. Die Gigasschichten transgredieren hier mit Konglomeraten an der Basis über die verschiedensten Schichten (Profil XXI, XXVI u. XXVIII), bei Sieker über Dogger, bei Kirchdornberg über Mittleren Kimmeridge, bei Kasselmann südwestlich Hagen liegen sie über Mittlerem Kimmeridge, der auf weniger als einen Meter reduziert ist und seinerseits über Dogger transgrediert. Auch hier wie überall nimmt die Mächtigkeit gegen die orogenen Schwellen hin ab.

Gegenüber dem Unteren Weißen Jura ergeben sich für die Gigasschichten zwei grundlegende Unterschiede, und zwar:

1. in der Sedimentzufuhr. Während, wie Schott nachgewiesen hat, im Dogger und älteren Malm das Festlandsgebiet, das das klastische Material für die Schichten lieferte, im Norden lag, trat an der Wende Kimmeridge/Gigasschichten ein Wandel ein. Eingeleitet wurde dieser bereits im Oberen Kimmeridge, wo nach Schott die roten Tone des Teutoburger

Waldes den ersten sicheren Nachweis von, wenn auch feinklastischen Sedimenten gebracht haben, die sich auf die Rheinische Masse beziehen lassen. Im Zusammenhang mit der Deisterphase erfolgte ein Aufsteigen des südlichen Festlandes, der Ardennisch-Rheinischen Masse mit der Hildesheimer Halbinsel (wohl der nordwestliche Ausläufer des Harzes) als paläogeographischem Einzelzug, während der nördliche Kontinent mehr und mehr überflutet wurde, und die Küste weit nach Norden zurückwich. Darauf weisen besonders die Mächtigkeitszunahme und die Vermergelung der Gigasschichten nach Norden und Nordwesten hin (Abb. 1).

2. in dem Verlauf der Epirogenesen des Beckens. Von jetzt ab verlaufen diese nämlich nicht mehr erzgebirgisch, sondern herzynisch. Augenscheinlich ist dieser Vorgang durch die Deisterphase bedingt.

Eimbeckhäuser Plattenkalke

Bereits in den oberen Gigasschichten beginnt das Meer brackisch zu werden. Die Gigasschichten gehen allmählich in die Eimbeckhäuser Plattenkalke über, die eine artenarme, aber individuenreiche Fauna führen. Es dürfte sich hier um ein flaches, vom offenen Meere ziemlich abgeschnürtes Meeresbecken handeln. Die Fazies innerhalb des Beckens ist außerordentlich einförmig. Andeutungen von Randfazies fehlen, nur in der südlichen Hilsmulde deuten Konglomeratbänke auf lokale Aufarbeitungen innerhalb der Eimbeckhäuser Plattenkalke hin. Hand in Hand mit der Abschnürung geht eine Regression des Meeres vor sich, was sich besonders im Westen des Untersuchungsgebietes bemerkbar macht. Im Teutoburger Wald lassen sich nämlich keine sicheren Plattenkalke nachweisen, die Küste dürfte dort zwischen dem Teutoburger Wald und dem Wiehengebirge gelegen haben. Dagegen ist im Osten die Küste ziemlich unverändert geblieben, hier lassen sich die gleichen epirogenen Einheiten wie in der Gigaszeit nachweisen, weniger deutlich die Deisterschwelle, aber sehr ausgesprochen die Hils-Lauenauer Senke (Abb. 3).

Münder Mergel

Die in den oberen Gigasschichten beginnende Abschnürung hält auch in den Münder Mergeln an, die Fauna verkümmert noch mehr und weist jetzt neben marinen und brackischen Formen stellenweise auch Süßwasserformen auf. Die Fazies geht aus dem Brackischen ins Salinare über, es bilden sich bunte Tone, die Einlagerungen von Anhydrit und Gips, im Beckeninnern auch von Steinsalz enthalten.

Die Küstenlinie bleibt dieselbe, nur im Südwesten wurde das zur Zeit der Eimbeckhäuser Plattenkalke verlorene Gebiet wieder erobert, im Teutoburger Wald werden die Gigasschichten von Münder Mergeln überlagert. Die Münder Mergel zeigen außerordentlich starke Mächtigkeitsschwankungen; auf dem Rücken der Deisterschwelle beträgt die Mächtigkeit nur 5 m, sie schwillt nach Westen in der Hils-Lauenauer Senke auf über 300 m an und geht gegen den Pyrmonter Landvorsprung wieder stark zurück (Taf. 31 sowie Abb. 4). Auch gegen die Rheinische Masse, z. B. im Teutoburger Wald und von Bentheim nach Süden geht die Reduktion der Münder Mergel rasch vor sich. Bei Ochtrup fehlen sie völlig, hier deutet sich vielleicht der Münstersche Landvorsprung Wegner's an, der später klarer hervortritt.

Allerdings ist zu bedenken, daß in vielen Gebieten Nordwestdeutschlands der Serpulit mit starker Diskordanz den älteren Schichten auflagert, und sich manche Mächtigkeitsabnahme darauf zurückführen läßt. Dies dürfte zweifellos der Fall gewesen sein im Osterwald, bei Völksen, im Deister und bei Bielefeld. Andererseits weist der nahe Zusammenhang der Mächtigkeitskurven der Münder Mergel mit den Eimbeckhäuser Plattenkalken und Gigasschichten, bei denen von postorogener Abtragung keine Rede sein kann, darauf hin, daß die Hauptzüge dieser Mächtigkeitskurven epirogener Entstehung sind.

Serpulit

Nach Ablagerung der Münder Mergel unterbrechen neue orogene Vorgänge die Sedimentation. Diese neue Störungsphase, als Osterwaldphase bekannt, ist die Hauptphase der jungkimmerischen Gebirgsbildung und hat sich hauptsächlich im Teutoburger Wald und am Westrand der Hildesheimer Halbinsel, und da wieder besonders im östlichen Osterwald, ausgewirkt. Auf diese Störungsphase erfolgte eine neue Transgression, doch überschreitet sie anscheinend die Grenzen der Gigaszeit nicht.

Trotz der orogenen Ereignisse haben sich augenscheinlich die Hauptzüge der epirogenen Gestaltung nicht wesentlich geändert. Die Lage der Festländer ist die gleiche geblieben, wir finden die Rheinische Masse mit dem Münsterschen und Pyrmonter Landvorsprung und die Hildesheimer Halbinsel wieder. Auch die Spezialgeosynklinalen und -geantiklinalen sind dieselben geblieben (Deisterschwelle und Hils-Lauenauer Senke) (Abb. 5).

Bezüglich der Mächtigkeit des Serpulites tritt auch hier wieder die schon früher gemachte Erfahrung auf, daß im östlichen Verbreitungsgebiet die Hauptmächtigkeit in der Hils-Lauenauer Senke liegt und gegen Deister-Osterwald und Süntel hin erheblich abnimmt. Besonders schön zeigen die Osterwaldprofile die durch die Anlagerung an die im Osten liegende Schwelle bedingte Reduktion der Schichten (Profil LVI—LXIX). Noch weiter nach Norden ins Beckeninnere hinein steigt die Mächtigkeit erheblich, von 20—30 m in der Senke von Stroit bis Münder auf 50 m bei Barsinghausen und 85 m bei Wietze. Auch im Teutoburger Wald zeigt sich das allmähliche Anwachsen der Serpulitmächtigkeit von Süden nach Norden, von 20—30 m bei Bielefeld auf 50 m bei Hagen-Iburg, und nach Gagel soll die Mächtigkeit bei Borgloh-Oesede sogar auf 75 m ansteigen. Dagegen ist sie im holländischen Grenzgebiet nur sehr gering, z. B. beträgt sie bei Lünten und Ochtrup nur etwa 10—15 m.

Die Fazies lehnt sich an die Großgliederung des Serpulitbeckens an, steht aber mit der Mächtigkeit nicht in näherer Beziehung, sondern greift oft über die Mächtigkeitskurven hinweg (Abb. 5). Besonders gut ist das am Westrand der Hildesheimer Halbinsel zu sehen, wo sich augenscheinlich vor der Mündung eines Flusses eine deltaartige Sandschüttung ausbildete, die im oberen Serpulit an Intensität zunimmt. An die Sandsteinfazies schließt sich die Litoralfazies des Serpulits, der Serpelkalk mit seinen lokalen Faziesdifferenzierungen, der Lumachelle und dem Plattenkalk, an. Sie ist im Osten des Gebietes auf den Westrand der Hildesheimer Halbinsel beschränkt und bildet von Münder nach Südosten, nur von dem Sandkegel unterbrochen, die Fazies der Hils-Lauenauer Senke. Nach Norden tritt eine starke Vermergelung und damit eine erhebliche

Mächtigkeitszunahme ein, allmählich geht dann die Mergelfazies in die salinare Fazies über.

Die Konglomerate passen nicht ganz in die Zoneneinteilung, sie liegen zwar im allgemeinen in den Randgebieten, lehnen sich aber mehr an die Schwellen an. Am Westrande der Hildesheimer Halbinsel finden wir Konglomeratfazies in ihrer ausgeprägtesten, also küstennahesten Form im Osterwaldkonglomerat im östlichen Osterwald, wo der Serpulit, wie schon erwähnt, über Korallenoolith transgrediert (Mehler Sattel). An den anderen Beobachtungspunkten längs des Randes der Hildesheimer Halbinsel finden wir den Serpulit in der Osning-Konglomeratfazies. Die groben Konglomerate im östlichen Teil der Hilsmulde deuten darauf hin, daß in der Osterwaldphase auch der Leinetalsattel angelegt wurde.

Erwähnenswert ist, daß in den Serpulitkonglomeraten paläozoische Gerölle, Quarze und Kieselschiefer vorkommen (Bielefeld, Völksen), während solche in den Gigasschichten, wenigstens im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes, fehlen. Man könnte diese Gerölle als „Leitgerölle" der Osterwaldphase auffassen, denn erst zu jener Zeit scheint im Bereiche der Hildesheimer Halbinsel oder deren Hinterland (? Harz) das Grundgebirge bloßgelegt worden zu sein. Dagegen kommen Quarzgerölle im Teutoburger Wald bereits in den Gigasschichten vor, wenn auch äußerst selten.

Im Teutoburger Wald ist die Faziesgliederung ganz ähnlich wie im östlichen Gebiet. Im Südosten, bei Bielefeld, liegt die Osning-Konglomeratfazies, weiter nach Nordwesten folgt die Serpelkalkfazies, die dann zwischen Borgholzhausen und Borgloh in die Mergelfazies und schließlich in die salinare Fazies übergeht, womit auch hier eine Mächtigkeitszunahme verbunden ist. Im preußisch-holländischen Grenzgebiet transgrediert der Serpulit mit Konglomeraten und Serpelkalken bei Lünten und Ochtrup über kleine Schwellen, während bei Rheine bereits die Schichtfolge erheblich mergeliger wird, obgleich nach Bentz auch hier eine Transgression über wesentlich ältere Schichten erfolgt ist.

Purbeck und Unterer Wealden

Auf der Kauenhowen'schen Faziskarte des Wealden treten die Hildesheimer Halbinsel, der Pyrmonter Landvorsprung sowie die Hils-Lauenauer Senke, die er als Einbecker Bucht bezeichnet, deutlich hervor. Sowohl die Groß- als auch die Spezialgliederung des Beckens ist die gleiche wie früher geblieben.

Die Sandverbreitung im unteren Purbeck schließt sich organisch an die des Serpulits an (Abb. 6, Taf. 31), sie hält sich im unteren Purbeck in denselben Grenzen wie im Serpulit, greift aber in der folgenden Zeit erheblich weiter vor, nach Norden im unteren Wealdenschiefer, nach Süden im oberen Purbeck, das ja in der nördlichen Hilsmulde stark sandig ausgebildet ist (Profil LXXVII—LXXIX). Wir finden also im Norden und Süden der Sandschüttung zwei völlig verschiedene Faziesgebiete, im Norden die sandig-tonige Wealdenfazies, im Süden die kalkig-mergelige Purbeckfazies, die sich in einem Süßwassersee entwickeln konnte, der durch eine Barre, einen großen sandigen Deltakegel, vom eigentlichen Wealdenbecken abgeschnürt war. Erst als im Laufe der Zeit die Sandzufuhr etwas nachließ und mit der Senkung nicht mehr ganz Schritt halten konnte, erlangte das Brackwasser des Wealdenbeckens auch Zutritt in das Purbeckbecken, zuerst in geringem Maße und

nur vorübergehend, so daß eine Verzahnung der Purbeck- und Wealdenschichten einsetzte, bis durch die weitere Senkung das Wealdenbecken endgültig mit dem Purbeckbecken in Verbindung trat und faziell völlig von ihm Besitz nahm.

Ich möchte glauben, daß das Purbeck der Hilsmulde den ganzen Unteren Wealden vertritt, denn nach Norden verzahnt es sich mit dem Unteren Wealden, bis es im Osterwald wohl nur noch den untersten Schichten des Unteren Wealden entspricht, während der Hauptteil der Schichtfolge als Unterer Wealdenschiefer ausgebildet ist. Die eigentliche Wealdenfazies setzt in der Hilsmulde wohl erst im Mittleren Wealden ein (Taf. 31).

Auch die Mächtigkeiten würden nicht gegen diese Annahme sprechen, da z. B. in der südlichen Hilsmulde Purbeck + Wealden dieselbe Mächtigkeit besitzen wie der Wealden allein im Deister und Osterwald. Nur in der nördlichen Hilsmulde wäre die Mächtigkeit von Purbeck + Wealden größer, was aber auf die bereits früher beobachtete größere Mächtigkeit der Schichten in der Hils-Lauenauer Senke zurückzuführen sein wird.

Im Unteren Wealden setzte auch von der Rheinischen Masse her eine starke Sandschüttung nach Norden ein, die etwa bei Iburg ihre Hauptmächtigkeit erreichte (Kauenhowen, 1927). Auch diese hatte schon Vorgänger, und zwar in der Gigaszeit, wie es im ganzen Teutoburger Wald die sandigen Kalke und Kalksandsteine der Gigasschichten erweisen. Ja schon im Serpulit hatte ebenfalls eine schwächere Sandzufuhr in der Gegend von Bielefeld stattgefunden.

Schlußfolgerungen

Blicken wir nochmals auf den paläogeographischen Werdegang Nordwestdeutschlands zurück, so spielen sich die Hauptereignisse in folgender Weise ab:

In der Deisterphase zwischen Kimmeridge und Gigasschichten bilden sich die ersten Anlagen der vorwiegend herzynisch gerichteten heutigen Achsen heraus.

Mit dem Beginn der Gigasschichten setzt eine Transgression ein, das Gigasmeer greift von Norden her buchtförmig in ein mitteldeutsches Festland ein, das sich zwischen der Rheinischen Masse und der Hildesheimer Halbinsel erstreckt. Die Fazies verläuft in Zonen etwa parallel der Küste. In der Mächtigkeit wirkt die vorhergehende Orogenese stark nach, so finden wir die epirogene Deisterschwelle in der Gegend der orogenen Deisterachse; auch die epirogene Hils-Lauenauer Senke ist vielleicht orogen angelegt, da sie durch die Längsachse der Hilsmulde zieht.

Zur Zeit der Eimbeckhäuser Plattenkalke und Münder Mergel wirken die epirogenen Verbiegungen im gleichen Sinne fort; es erfolgt eine geringe Regression, die in den Münder Mergeln wieder ausgeglichen wird.

In der Osterwaldphase zwischen Münder Mergel und Serpulit erfolgt der weitere Ausbau der bereits bestehenden und eine erstmalige Anlage neuer Achsen; die in dem Serpulit vorkommenden Quarzgerölle und Sandmassen deuten darauf hin, daß von der Osterwaldphase ab die Denudation stellenweise bis zum Grundgebirge vorgeschritten ist, während die zur Zeit der Deisterphase erfolgte Heraushebung und Entblößung des Festlandes nur bis zum Cornbrash hinabgereicht zu haben scheint. Die darauf folgende Transgression des Serpulits hält sich in den alten Grenzen, und auch die aus der

Mächtigkeit ablesbaren Epirogenesen verlaufen in den gleichen Bahnen. Die Fazies ist ausgezeichnet zonar entwickelt; an die von Süden, Südosten und Osten her vordringende Sandschüttung lehnt sich der Serpelkalk an, weiter nach Norden ins Beckeninnere folgt die Mergel- und schließlich die salinare Fazies. Die Konglomerate sind an die Schwellen gebunden.

Die unterste Kreide besteht aus Bildungen des Süßwassers (Purbeckfazies) und des Brackwassers (Wealdenfazies). Die vorwiegend sandfreie Purbeckfazies entwickelte sich in einem Süßwassersee in der Gegend der Hilsmulde, der durch eine von der Hildesheimer Halbinsel kommende Sandschüttung (Wealdensandstein) vom Hauptbecken anfangs abgeriegelt war und erst später mit ihm durch Senkung in Verbindung trat. Auch im Teutoburger Wald bildete sich ein von der Rheinischen Masse kommender Sandschuttkegel heraus, ohne daß es jedoch hier zu einer Entwicklung der Purbeckfazies kam.

Vergleichen wir diese Verhältnisse mit denen des Oberen Braunen und des Unteren Weißen Jura, so ergibt sich nach den Untersuchungen von SCHOTT folgendes Bild. Das im Norden liegende fennoskandische Festland war der Lieferant für die gröberen klastischen Sedimente, auftretende Sandschüttungen nahmen stets nach Süden hin an Mächtigkeit und Korngröße ab. Im Laufe der Zeit wich der Nordkontinent mehr und mehr zurück, bis sich dann an der Wende Kimmeridge-Portland, nach der Deisterphase, wie die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, eine völlige Umstellung in der Materialzufuhr für die in der Geosynklinale der Osnabrücker Straße abgelagerten Schichten vollzog. Denn von den Gigasschichten an kam die gesamte Materialzufuhr vom Süden her, von der Rheinischen Masse und der Hildesheimer Halbinsel, das Nordfestland hingegen wurde im Zusammenhang mit der Erweiterung der Geosynklinale nach Norden hin mehr und mehr überflutet.

Diese Umstellung ist anscheinend sehr plötzlich vor sich gegangen, da im oberen Kimmeridge der Sandgehalt der Schichten noch vom Norden her abzuleiten ist, während bereits in den unteren Gigasschichten alles klastische Material von Süden her kam. Aber ganz ohne Vorboten vollzog sich diese Bewegung anscheinend doch nicht, denn es hob sich, wie die Verbreitung der roten Tone im oberen Kimmeridge (SCHOTT, 1930, Abb. 3) zeigt, kurz vor der Deisterphase das südliche Festland mehr als bislang heraus.

Diese vorportlandischen Bewegungen haben nicht nur das paläogeographische Bild im großen verändert, sondern hatten auch tiefgreifenden Einfluß auf die Spezialundationen des Beckens. Während diese, wie SCHOTT für den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes feststellte, vor der Deisterphase vorwiegend erzgebirgisch gerichtet waren, herrscht von der Deisterphase ab, wenigstens im westlichen Vorland der Hildesheimer Halbinsel, herzynisches Streichen vor.

Es zeigt sich also, daß die Deisterphase einen bedeutenden Wendepunkt für die Epirogenese und die Paläogeographie im Großen wie im Kleinen darstellt. Es ist sehr auffällig, daß nicht die viel bedeutendere Osterwaldphase diese Umstellung mit sich gebracht hat, sondern ebenso wie die Hilsphase lediglich im Rahmen der Deisterphase verläuft; so ist z. B. die Schüttung des Wealden- und Osningsandsteines ebenfalls von Süden her erfolgt. Diese Verhältnisse erinnern an die Wende Rotliegend-Zechstein, in der sich im Gefolge der ganz schwachen Vorphase der pfälzischen Faltung die Epirogenesen des westdeutschen Bodens von der erzgebirgischen in die rheinische Richtung umstellten (BRINKMANN, 1927), während die vorhergehende und viel stärkere saalische Phase keine

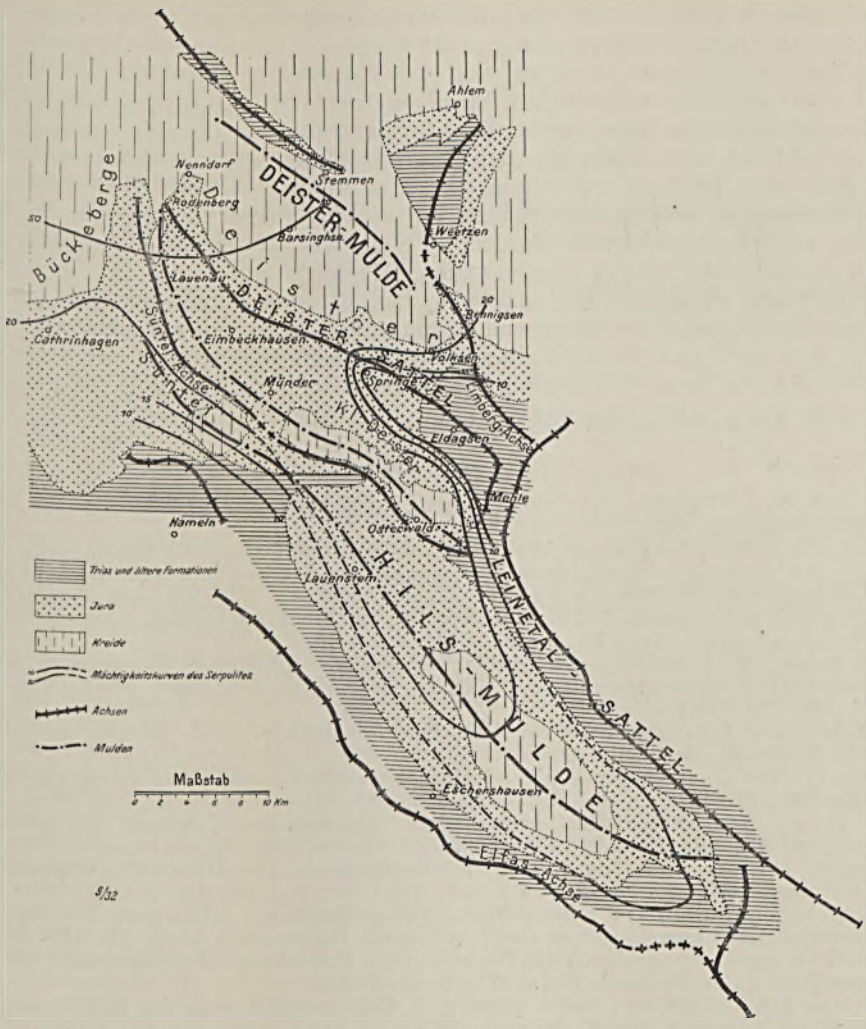


Abb. 7. Die epirogenen Schwellen und Becken des obersten Jura in ihrer Lage zu den orogenen Sätteln und Mulden der saxonischen Faltung.

Änderung bewirkt hatte. Es scheint demnach, daß gerade schwache Orogenesen sehr weitgehende epirogene Veränderungen im Gefolge haben können.

Die jungjurassischen Becken und Schwellen stehen augenscheinlich in recht engem Zusammenhang mit den in der Deisterphase geschaffenen und in späteren Phasen der saxonischen Gebirgsbildung weitergebildeten Sätteln und Mulden. Aus Abb. 7 ergibt sich, daß das Hils-Lauenauer Becken auf weite Strecken mit der Hilsmulde zusammenfällt und ebenso die Deisterschwelle mit der heutigen Deisterachse. Aber von einer völligen Koinzidenz epirogener und orogener Einheiten kann man doch nicht sprechen, denn die Brünnighäuser Achse und Osterwaldmulde setzen spießeckig durch die Mächtigkeitskurven hindurch. Man könnte die Sachlage so ausdrücken, daß die „Breitsättel" und

„Breitmulden" (Woldstedt) als alte Undationen angelegt, daß dagegen die Schmalachsen jüngerer Entstehung sind. Vielleicht gilt ähnliches auch für den Ostteil des subherzynen Beckens, von wo Woldstedt zuerst das Alternieren breiter und schmaler tektonischer Elemente beschrieb. In diesem Sinne bilden die Verhältnisse eine sehr anschauliche Erläuterung der Begriffe Undation und Undulation: mit dem Einsetzen der Gebirgsbildung werden die alten Becken und Schwellen posthum zu Sätteln und Mulden fortgebildet. Aber der epirogene Wellenwurf war gewissermaßen für die Orogenese zu weitspannig, neue Falten mußten eingeschaltet werden — eben die Schmalsättel, die sich noch heute durch abweichenden Bau verraten. Zugleich dürfte sich in ihrer Richtung der orogene Kräfteplan sehr viel deutlicher wiederspiegeln als bei den breiten Elementen, die weitgehend durch ältere Anlagen bestimmt sind. Es ergibt sich somit, daß für die Faltung Nordwestdeutschlands nicht ausschließlich die Rahmen von Bedeutung waren, sondern daß auch im Becken selbst gelegene Inhomogenitäten auf Lage und Richtung der Achsen eingewirkt haben.

Literaturverzeichnis:

Althoff, W.: Übersicht über die Gliederung der mesozoischen Schichten bei Bielefeld. Bielefeld 1929.

Andree, K.: Der Teutoburger Wald bei Iburg (Dissertation). Göttingen 1904.

Bentz, A.: Orogene und epirogene Bewegungen im Mesozoikum des westf.-holländ. Grenzgebietes. — Sber. preuß. geol. Landesanst., H. 2, S. 93—106, Berlin 1927.

—: Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im preußisch-holländ. Grenzgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., 78, S. 381—500, Berlin 1927.

Brinkmann, R.: Über die sedimentäre Abbildung epirogener Bewegungen sowie über das Schichtungsproblem. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., S. 202—226, Göttingen 1925.

—: Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. — Z. deutsch. geol. Ges., 78, S. 52—73, Berlin 1927.

Burre, O.: Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Örlinghausen. — Dies. Jb. 32, T. 1, S. 306—343, Berlin 1913.

Dahlgrün, Fr.: Tektonische, insbesondere kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiete. — Dies. Jb., 42, S. 723—764, Berlin 1923.

Dubbers, H.: Der Obere Jura auf dem Nordostflügel der Hilsmulde, Dissertation, Göttingen 1933.

Ebert, A., & Grupe, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Gehrden. Herausgegeben von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 271, Berlin 1928.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bl. Rodenberg. Herausgegeben von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 271, Berlin 1928.

Führer zu den Exkursionen der deutsch. geol. Ges. vor und nach der Hauptversammlung in Münster i. Westf., Münster 1925.

Gagel, C.: Beiträge zur Kenntnis des Wealden in der Gegend von Borgloh-Ösede, sowie zur Frage des Alters der norddeutsch. Wealdenbildungen. — Dies. Jb., 14, S. 158—179, Berlin 1894.

Gante, G.: Über das Vorkommen des Oberen Jura in der Nähe von Kirchdornberg im Teutoburger Wald. — Dies. Jb., 1937, Anhang S. 1—14, Berlin 1938.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1 : 25 000, nebst Erläuterungen. Herausgegeben von der preuß. geol. Landesanst. Berlin.
Alfeld, Lieferung 127,
Bielefeld, Lieferung 256,
Borgholzhausen, Probedruck,
Brackwede, Lieferung 256,
Einbeck, Lieferung 91,
Eldagsen, Lieferung 265,
Eschershausen, Lieferung 152,
Gandersheim, Lieferung 71,
Gehrden, Lieferung 271,
Gronau, Lieferung 153,

Gr.-Freden, Lieferung 91,
Halle i. W., Lieferung 256,
Hameln, Lieferung 251,
Iburg, Probedruck,
Lauenau, Lieferung 271,
Osnabrück, Probedruck,
Rodenberg, Lieferung 271,
Salzhemmendorf, Lieferung 153,
Springe, Lieferung 271.

Grabbe, H.: Die Schaumburg-Lippesche Wealdenmulde, (Diss.), Göttingen 1883.

Grupe, O.: Die Einzelphasen der saxonischen Gebirgsbildung am Deister. — Dies. Jb., 47, H. 1, S. 357—382, Berlin 1926.

Grupe, O., & Ebert, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Lauenau. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 271, Berlin 1927.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Springe. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 271, Berlin 1927.

Haack, W.: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. — Dies. Jb., 29, T. 1, S. 453—531, Berlin 1909.

—: Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. — Z. deutsch. geol. Ges., 76, S. 33—52, Berlin 1925.

—: Über die unterneokome Störungsphase im westl. Osning. — Z. deutsch. geol. Ges., 73, S. 50—63, Berlin 1922.

Harbort, E.: Ein geol. Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. — Festschrift A. v. Koenen, S. 471—515, Stuttgart 1907.

—: Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrunde des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W. — Dies. Jb., 31, T. 1, S. 1—36, Berlin 1913.

Imeyer, Fr.: Vergleichend-stratigraphische Untersuchung der Faziesverhältnisse des Oberen Jura von den Heers.-Schichten bis zu den Gigas-Sch. im Wiehengebirge und Teutoburger Wald. — Naturw. Verein Osnabrück, Osnabrück 1926.

Kauenhowen, W.: Die Faziesverhältnisse und ihre Beziehungen zur Erdölbildung an der Wende Jura—Kreide in Nordwestdeutschland. — N. Jb. Min., 58, Beilageband, Abt. B, S. 255—272, Stuttgart 1927.

von Koenen, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Alfeld. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 127, Berlin 1906.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Einbeck. Herausg. von der preuß. Geol. Landesanst., Liefg. 91, Berlin 1900.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Eschershausen. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 152, Berlin 1910.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Gronau. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 153, Berlin 1911.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Gr.-Freden. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 91, Berlin 1900.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Salzhemmendorf. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 153, Berlin 1911.

Koert, W.: Geologische und paläont. Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter. (Diss.), Göttingen 1898.

Kraiss, A.: Geolog. Untersuchungen über das Erdölgebiet von Wietze in der Lüneburger Heide. — Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 23, Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Berlin 1916.

Kuhlmann, L.: Die Osning-Achse zwischen Hüggel und Schafberg. — Dies. Jb., 35, T. 1, S. 1—62, Berlin 1915.

Lohmann, W.: Die geolog. Verhältnisse des Wiehengebirges zwischen Barkhausen a. Hunte und Engter. — 1. Jahresber. nieders. geol. Ver., S. 39—77, Hannover 1909.

—: Die Stratigraphie und Tektonik des Wiehengebirges. — 3. Jber. nieders. geol. Ver., S. 41—62, Hannover 1910.

—: Excursion in das westliche Wiehengebirge und die ihm bei Venne und Engter nördlich vorgelagerten Höhen. — 2. Jber. nieders. geol. Ver., S. 19—25, Hannover 1909.

LÖWE, FR.: Das Wesergebirge zwischen Porta und Süntelgebiet, (Diss.), Göttingen 1912.

MESTWERDT, A.: Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter, (Diss.), Göttingen 1904.

—: Bericht über wissenschaftl. Ergebnisse bei den Aufnahmen auf Bl. Borgholzhausen im Jahre 1923. — Dies. Jb., 44, S. XXII—XXV, Berlin 1924.

MESTWERDT, A., & BURRE, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Bielefeld. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 256, Berlin 1926.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Brackwede. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 256, Berlin 1926.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Halle i. W. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 256, Berlin 1926.

MEYER, E.: Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. (Diss.), Berlin 1903.

NAUMANN, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Eldagsen. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 265, Berlin 1927.

NAUMANN, E., & BURRE, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Bl. Hameln. Herausg. von der preuß. geol. Landesanst., Liefg. 251, Berlin 1927.

OERTEL, W.: Die geologischen Verhältnisse des Deister- und Süntelgebietes der Gegend von Lauenau. — 5. Jber. nieders. geol. Ver., S. 84—104, Hannover 1913.

SALFELD, H.: Die Gliederung des Oberen Jura in Nordwesteuropa von den Schichten mit Perisph. Martelli an aufwärts auf Grund von Ammoniten. — N. Jb. Min., Beilageband 37, S. 125—246, Stuttgart 1913.

SCHLUNK, J.: Die Jurabildungen der Weserkette bei Lübbecke und Pr. Oldendorf. — Dies. Jb., 25, S. 75—94, Berlin 1907.

SCHÖNDORF, FR.: Das Profil des Oberen Jura am Bahnhof Linden-Fischerhof bei Hannover. — 2. Jber. nieders. geol. Ver., S. 97—125, Hannover 1909.

—: Die Schichtfolge des Oberen Jura am Samkeweg bei Springe. — 7. Jber. nieders. geol. Ver., S. 107—115, Hannover 1914.

—: Die Stratigraphie und Tektonik der Asphaltvorkommen von Hannover. — 4. Jber. nieders. geol. Ver., S. 105—138, Hannover 1911.

—: Die stratigraphischen Verhältnisse der „Vorwohler Asphaltgruben" in Braunschweig. — 6. Jber. nieders. geol. Ver., S. 164—189, Hannover 1913.

—: Die Weiß-Jura-Aufschlüsse von Völksen am Deister. — 7. Jber. nieders. geol. Ver., S. 125—144, Hannover 1914.

—: Exkursionen in die „Limmer Asphaltgruben" westl. von Hannover. — Abdruck aus dem Führer zu den Exk. der deutsch. geol. Ges. im August 1914, Hannover 1914.

—: Über positive Strandverschiebungen im Oberen Jura des südöstl. Deisters. — Centralbl. f. Min. 1913, S. 438—448, Stuttgart 1913.

SCHOLZ, E.: Die geologischen Verhältnisse des Süntel und anstoßenden Wesergebirges. (Diss.), Hannover 1908.

SCHOTT, W.: Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Braunen und Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands. — Abhandl. geol. Landesanst., N. F., H. 133, Berlin 1930.

VON SEE, K.: Geologische Untersuchungen im Weser- und Wiehengebirge bei der Porta Westfalica. — N. Jb. Min., Beilagebd. 30, S. 628—716, Stuttgart 1910.

SMITH, J. P.: Die Jurabildungen des Kahlberges bei Echte. (Diss.), Berlin 1893.

SPIEKERKÖTTER: Ein Aufschluß im Malm bei Bielefeld. — 4. Ber. nat. Ver., Bielefeld 1922.

SPULSKI, B.: Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. — 2. Jber. nieders. geol. Ver., S. 1—33, Hannover 1909.

STILLE, H.: Das tektonische Bild des Benther Sattels. — 7. Jber. nieders. geol. Ver., S. 270—356, Hannover 1914.

—: Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister. — Dies. Jb., 22, S. 347—363, Berlin 1904.

—: Über Strandverschiebungen im hannoverschen Oberen Jura. — Z. deutsch. geol. Ges., S. 515—534, Berlin 1905.

—: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. — Dies. Jb., 26, H. 1, S. 103—125, Berlin 1905.

Struckmann, C.: Der Obere Jura der Umgebung von Hannover, Hannover 1878.
—: Über den Serpulit (Oberen Purbeck) von Linden bei Hannover. — Z. deutsch. geol. Ges., **44**, S. 99—106, Berlin 1892.
Wegner, Th.: Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete, Paderborn 1926.
Wunstorf: Die geologischen Verhältnisse des Kl. Deisters, Nesselberges und Osterwaldes. — Dies. Jb., **21**, S. 26—57, Berlin 1901.

Erläuterungen zu den Profiltafeln

Profil I. Bramsche:
a) Mergelkalke mit Corbelnpflastern und Mergelschiefer, Gigas-Sch.,
b) wulstige Mergelkalke und Schiefer,
c) fester Mergelkalk mit Muscheltrümmern,
d) sandige Schiefertone des Oberen Kimmeridge.

Profil II. Wehrendorf:
a) Mergelkalke und -schiefer; 4,3 m, Gigas-Sch.,
b) bankiger, kristalliner, fossilreicher Kalk; 2,2 m,
c) Mergelschiefer; 2 m,
d) vorwiegend Mergelkalke, auch krist. Kalke u. Schiefer; 11,5 m,
e) Mergelschiefer des Oberen Kimmeridge.

Profil III. Häverstedt:
a) Plattenkalke u. Mergel der Eimbeckhäuser Plattenkalke,
b) bläulicher, harter Kalk; 0,6 m, Gigas-Sch.,
c) dickbkg., krist. Kalke, Mergelkalke m. dünnen Mergellagen, 8—10 m,
d) wulstige, fossilreiche Kalke, 1,9 m,
e) grünl. Mergelschiefer, 0,9 m,
f) dickbkg., krist. Kalk mit Malachit; 0,6 m,
g) fossilreiche Mergelkalke u. gelbe Mergelschiefer; 4,2 m,
h) dickbkg. Lumachelle; 2 m,
i) knollige Mergelkalke und Mergel des Ob. Kimmeridge.

Profil IV. Nammen:
a) Mergel m. dünnen Mergelkalkbk.; 2 m, Gigas-Sch.,
b) bkg., oolithischer Kalk m. Mergellagen; 2,15 m,
c) fossilreiche Mergelkalke und Mergel; 2,35 m,
d) bläul., krist. Kalke und Mergelschiefer; 7 m,
e) dickbkg., bläul. Kalke m. dünnen Mergellagen; 7,4 m.

Profil V. Barksen (Stbr. Kruse):
a) bläul., krist. Kalke und Mergelschiefer; 7,3 m, Gigas-Sch.,
b) dickbkg., bläul. Kalk; 2,2 m,
c) bkg., harte Kalke und Mergel; 4,3 m,
d) Mergel; 2 m } bei Brunnenbau aufgeschl.
e) Kalk; 4 m }

Profil VI. Falltal (Süntel):
a) Plattenkalke und helle Mergel, Eimbeckhäuser Plattenkalke,
b) splittrige und mergelige Kalke und Mergelschf.; 1,5 m, Gigas-Sch.,
Lücke: ca. 1,5 m,
c) Kalke m. gelben Mergeln; 3,6 m,
d) dunkler, schwach oolithischer Kalk; 0,4 m,
e) Kalke, schlecht aufgeschl.,
f) graue Schiefertone mit flaserigen Kalken; 2 m,
g) harter, oben etwas glaukonit. Kalk; 0,7 m,
h) harte, nicht oolith. Kalke mit Gravesia, oben m. Mergeln; 3,15 m,
i) harte Kalke u. Mergelschf., Basis: Ostreenkalk; 4,3 m,
k) grünl. Mergelschf.; 2 m, Ob. Kimmeridge,
l) flaserige Kalke m. Mergellagen; 1,8 m.

Profil VII. Hohenacken:
a) helle Mg. m. dolomit. Bänkchen; Eimb. Plattenkalke,
b) gelbe Mg. m. z. T. bitumin. Kalkbk.; 5—6 m, Gigas-Sch.,
c) dunkle, fossilreiche, z. T. schwach oolith. Kalke; 5—8 m,

d) rötlich geflammter, splittriger Kalk; 0,4 m,
e) flaseriger, z. T. mergeliger Kalk; 1,3 m, Ob. Kimmeridge,
f) dickbkg., oolith. Mergelkalk; 3 m,

Profil VIII. Altenhagen II (südl. Talseite):
a) Plattenkalke und Mergel, Eimb. Plattenkalke,
b) quaderförmige, meist oolith. Kalke m. Mergeln; ca. 12 m, Gigas-Sch.,
c) dickbkg., z. T. oolith. Werksteinkalk mit dünnen Mergellagen; 3 m.

Profil IX. Schmeergrund:
a) bankige, oben plattige, oolith. Kalke mit einzelnen Mergellagen; 5 m, Gigas-Sch.,
b) plattige bis bankige, bläul., oolith. Kalke; 2,5 m.

Profil X. Samkeweg:
a) bunte Mergel, Münder Mg.,
b) gelbl. Mergelkalk m. Kalkspatdrusen; 0,35 m, Münder Mergel,
c) oolith. Kalk, 0,7 m, Eimb. Plattenkalk,
d) gelbl. Mg. u. dolomit. Mergelkalk; 0,7 m,
e) fester Mergelkalk, 0,4 m,
f) vorwiegend dunkle Mergel; 2 m,
g) feste, plattige Kalke; 0,4 m,
h) gelbe Mg. u. plattige Mergelkalke; 2,55 m,
i) bkg., oolith. Kalke mit gelben Mergeln; 2 m, Gigas-Sch.,
k) dichter, toniger, unten schwach konglomerat. Kalk; 1 m,
l) grüner Ton mit Geröllen und Mergelkalkbänken; 1,6 m, Völkser Kongl.,
m) feinkrist. Kalk m. Exogyren; 1,5 m, Mittlerer Kimmeridge.

Profil XI. Völksen, Stbr. 15 (n. Schöndorf):
a) pl., bräunl. Kalke m. gelben Dolomiten; 2 m, Unterportland,
b) dickbkg., splittriger Kalk; 2 m,
c) grüne Mergel mit Kalkgeröllen; 4 m, Völkser Konglomerat,
d) splittriger, konglomerat. Kalk; 2 m,
e) grüne, unten dunkle Mergel mit rostfleckigen Geröllen; 0,8 m,
f) heller, dichter, darunter grünl., fossilreicher Kalk; 1 m, Unterer Kimmeridge.

Profil XII. Völksen, Stbr. 12:
a) plattiger Serpelkalk; Serpulit 1,2 m,
b) grüne und dunkle Münder Mergel; 5 m,
c) pl., feinoolith. Kalke m. gelben Mergelschf.; 1,3 m, Unterportland,
d) harter, hell anwitternder Kalk, darunter mürbere Lagen; 0,7 m,
e) grobkongl., splittriger Kalk; 0—2 m, Völkser Konglomerat,
f) grüne Mergel mit Kalkgeröllen; 0,5—2 m,
g) Korallenoolith.

Profil XIII. Völksen, Stbr. 10:
a) heller Serpelkalk; 0,5 m, Serpulit,
b) bunte Mergel; ca. 6,5 m, Münder Mergel,
c) gelbl. Mergelkalk; 0,4 m, Münder Mergel,
d) bräunl., dünnbkg. Kalke; 1,5 m, Unterportland,
e) splittriger, kongl. Kalk m. grüner, kongl. Mergellage; 1,5 m,
f) kongl. Mergelkalk; 0,5—1 m,
g) grüne Mergel mit Kalkgeröllen; ca. 2,5 m,
h) Korallenoolith.

Profil XIV. Völksen, Stbr. 8:
a) grüne Münder Mergel,
b) dünnbkg., bräunl. Kalke; 2—2,5 m, Unterportland,
c) splittriger, kongl. Kalk m. grüner, kongl. Mergellage; 1,4 m,
d) grüne Mergel m. Geröllen u. gelber, zelliger, eisenschüssiger Bank; 3,8—4,3 m,
e) Korallenoolith.

Profil XV. Völksen, Stbr. 4:
a) Münder Mergel,
b) dünnbkg., bräunl. Kalke m. Calcitdrusen u. Ostreen; 0,7—1,5 m, Unterportld.,
c) gelbe Mg. und Mergelkalke; 1,5 m,
d) splittriger, kongl. Kalk; 0,8 m,

e) grüne Mg. m. Kalkgeröllen, oben geröllfrei; 4 m,
f) Korallenoolith.

Profil XVI. Süllberg:
a) bunte Münder Mergel,
b) dickbkg., oben schwachsandiger, fossilreicher Kalk; 2,7 m, Unterportland,
c) krist., z. T. etwas kongl. Kalke, z. T. Lumachelle,
d) dichte, splittrige Kalke,
e) grüne Mergel m. Ger. (Lesesteine),
f) braune Tone des Dogger.

Profil XVII. Limmer (m. Ergänzungen n. Schöndorf):
a) transgred. Hauterivien,
b) feinoolith. Kalk, z. T. geröllführend; 1,8 m, Gigas-Sch.,
c) dünnbkg., graue Kalke und Mergel; 8—9 m,
d) bituminöser Mergelkalk; 1,5 m,
e) dichter, heller Mergel; 0,7 m,
f) bitumin. Mergelkalk; 1 m,
g) grüne, nicht bit. Mergel; 4,5 m,
h) grüne Mg. m. Kalkgeröllen u. konglom. Mergelkalken; 1,4—1,6 m, Völkser Kongl.,
i) feinoolith. Kalke des Mittleren Kimmeridge.

Profil XVIII. Ahlem:
a) grüne Mergel m. Kalkspatleisten; 1,5—2 m, Gigas-Sch.,
b) eigelbe Kalke m. grünen Mergellagen; 1,3 m,
c) glaukonitische Kalkbänke; 1 m,
d) grüne Mergel m. Geröllen und Mergelkalkbank; 0,5 m, Völkser Kongl.,
e) knollige, z. T. oolith., helle Kalke; Mittlerer Kimmeridge.

Profil XIX. Wietze:
Hangendes: Münder Mergel,
a) grauer Mergelkalk mit Ostreen; 10 m, Unterportland,
b) hellgrauer, schaumig-oolith. Kalk; 3,5 m,
c) hellgrauer Kalk des Ob. Kimmeridge.

Profil XX. Velpe:
a) dickbkg., oolith., sandiger Kalk bis Kalksandstein; 3 m, Gigas-Sch.,
b) dünnplattiger Kalksandstein; 2 m,
c) bunte Mergel des Ob. Kimmeridge.

Profil XXI. Kasselmann:
a) blaugrüne Mg. m. Kalkbänken; 1,2 m, Gigas-Sch.,
b) dickbkg., oolith., z. T. sandige Kalke; 6,25 m,
c) blaugraue Mergel; 0,35 m, Ob. Kimmeridge,
d) glaukonit. Kalk; 0,5 m, Mittl. Kimmeridge,
e) bräunl. Tone des Dogger.

Profil XXII. Grimmelsmann, Chausseedurchbruch:
a) graugrünl. Tone; 1,5 m, Gigas-Sch.,
b) sandiger Kalk mit Geröllen; 0,5 m,
c) oolith., z. T. sandige Kalke mit grauen Mergeln; 5,2 m,
d) sandiger Kalk-Kalksdst. m. abgerollten Holzresten; 0,6 m,
e) bunte Mergel mit zelliger Kalkbank; 6,1 m, Ob. Kimmeridge,
f) fossilreiche, kongl. Kalke m. bunten Mergeln; Mittl. Kimmeridge.

Profil XXIII. Borgloh (Ostermeyer):
a) Mergel m. Bänken von Kalk, Kalksdst. u. Mergelkalk; Gigas-Sch.,
b) dickbkg., sandiger, oolith. Kalk bis Kalksdst.; 2 m,
c) Mergel mit oolith. Kalkbank; 2 m,
d) bräunl. Kalksandstein; 2 m,
e) grüne Mergel des Ob. Kimmeridge.

Profil XXIV. Bietendorfer Busch:
a) Mergel mit sandigen Kalkbk.; 4 m, Gigas-Sch.,
b) dickbkg., oolith. Kalk m. Cyrenen; 1,7 m,
c) mürber, dunkler, sandiger Kalk; 2,2 m,

d) bläul., oolith. Kalke, a. d. Basis feinkongl., m. dünnen Mergellagen; 6 m,
e) oolith., sandige Kalke.

Profil XXV. Packkeckel:
Hangendes: Münder Mergel,
a) bläul., oolith. Kalk; 0,6 m, Gigas-Sch.,
b) Mergel m. einzelnen Kalkbk.; 3—4 m,
c) bläul., oolith. Kalke u. bläul. Mergel; 3,2 m,
d) dickbkg., sandiger, oolith. Kalk; 2,2 m.

Profil XXVI. Kirchdornberg:
a) meist oolith., z. T. feinsandige Kalke m. Mergeln; ca. 8 m, Gigas-Sch.,
b) grünl. Mergel; mehrere Meter } ? Gigas-Sch., nach
c) oolith., glaukonit., z. T. konglomerat. Kalk; 1,2 m } Schott Kimmeridge,
d) sandige, mürbe Kalke und Mergel; Mittl. Kimmeridge.

Profil XXVII. Bethel:
Hangendes: Münder Mergel,
a) oolith., sandiger Kalk; 2 m, Gigas-Sch.,
b) dunkle Mergel; 1,5 m,
c) Konglomeratbänke m. Mergeln; 1 m.

Profil XXVIII. Sieker:
Hangendes: Münder Mergel,
a) grauer, oolith. Kalk, nach oben in Kalksdst. übergehend; 8—10 m, Gigas-Sch.,
b) Mergel; 3 m,
c) dickbkg., grauer, oolith. Kalk; 1,4 m,
d) Mergel; 0,85 m,
e) Konglomeratbank; 0,4 m,
f) nicht aufgeschl. Mergel; 20—25 m,
g) Konglomeratbank; 0,3 m,
h) graugrünl. Mergel; 0,75 m,
i) dunkelgrauer, oolith., glaukonit. Kalk; 0,45 m,
k) Tone des Dogger.

Profil XXIX. Kahleberg b. Echte:
a) bkg. bis massiger Dolomit; ca. 10 m, Gigas-Sch.,
b) grünl. Mergelschf.; 2 m (b—h = Sch. m. Corbula Mosensis),
c) dunkle, bitum. Konglomerate; 2 m,
d) grünl. Mergelschf.; 6 m,
e) feste, gelbe Kalke; 0,3 m,
f) vorwiegend rote Mergel; 2 m,
g) Mergelkalk; 2 m,
h) Kalkplatten m. Corbula Mosensis; 0,5 m,
Lücke,
i) gelber, etwas dolomit. Kalk; 1 m (i—n = Lepidotus-Oolith),
k) grünl. Mergel; 2 m,
l) feinkongl. Lumachelle; 0,6 m,
m) grüne Mergel m. Mergelkalkbank; 1,5 m,
n) gelber, oolith. Kalk, in Lumachelle übergehend; ca. 2 m,
o) Mergel mit Exogyra virgula, Ob. Kimmeridge.

Profil XXX. Varrigsen:
a) Mergel mit Kalkbk.; 15—20 m, Gigas-Sch.,
b) bräunl., oolith. Kalk; 1,2 m,
c) oolith. Dolomit; 3,5 m,
d) dickbkg., oolith. Kalk; 4 m,
e) dickbkg., dunkler Dolomit; 3 m,
Lücke; ca. 10 m,
f) dickbkg. Dolomit; 6 m,
g) Mergel; 7 m,
h) dickbkg. Dolomit; 8—10 m.

Profil XXXI. Holzen:
a) oolith. Kalke und Mergel; ca. 15 m, Gigas-Sch.,
b) Asphaltkalk; 12,5 m,

c) Asphaltkalke und Tone; 3,5 m,
d) Asphaltkalk; 5,8 m,
e) Asphaltkalke und Tone; 10,5 m,
f) Asphaltkalk; 5 m.

Profil XXXII. Wallensen:
a) Mergel mit Kalkbänken; 15—20 m, Gigas-Sch.,
b) harte Kalke, Mergelkalke u. Mergel; 7—8 m,
c) Mergel mit Kalkbk.; ca. 35 m,
d) bläul., oolith. Kalke mit Mergeln; 3,5 m,
e) Kalke u. Mergel; 4—5 m,
f) gelbe u. rote Mergel; 16 m,
g) bläul., oolith. Kalk; 1 m,
h) blaue Mergelschiefer m. Kalken; 2,2 m,
i) oolith. Kalke und Mergelkalke; 6 m.

Profil XXXIII. Lauenstein:
a) Mergel mit Kalkbk.; ca. 35 m, Gigas-Sch.,
b) dunkle, oolith., fossilreiche Kalke m. Serpeln; 2,5 m,
c) Mergel m. fossilreichen, dunklen Kalken; ca. 25 m,
d) oolith., ostreenreiche Kalke; 2—3 m,
e) mürbere Schichten; 5 m,
f) feste, bankige Kalke; 3—4 m,
g) bunte Mergel u. plattige Kalke; 3—5 m,
h) dunkle, bkg., oolith. Kalke; 4—5 m,
i) Mergel u. Mergelkalke des Ob. Kimmeridge.

Profil XXXIV. Rothehengst:
Hangendes: gelbe Mergel der Eimb. Plattenkalke,
a) oolith. Kalk m. Muscheltrümmern u. Serpeln; Gigas-Sch.,
Lücke,
b) oolith. Kalke u. Lumachelle; 2 m,
Lücke,
c) bkg. u. flaserige Kalke mit Mergeln; 3,1 m,
d) flaseriger Kalk m. bis faustgroßen Kalkgeröllen; 0,35 m,
e) oolith. Kalke u. Lumachelle; 4 m.

Profil XXXV. Weißer Stein:
a) kristalline u. oolith., schaumige Kalke m. Schalenresten, Gigas-Sch.,
b) graue, dichte Kalke,
c) grüngelbe Mergel m. angebohrten Kalkgeröllen; 0,5 m, Völkser Kongl.,
d) helle, bankige Kalke des Mittl. Kimmeridge.

Profil XXXVI. Ochtrup:
a) helle Serpelkalke u. harte, krist. Kalke m. Schalenquerschnitten, Serpulit,
b) konglomerat. Kalk mit Serpeln,
Liegendes: Muschelkalk.

Profil XXXVII. Borgholzhausen:
a) stromatolith., bitum. Serpelkalke u. Mergel; ca. 12 m, Serpulit,
b) Mergel m. Stinkkalken; ca. 12 m,
c) bräunl., feste Schiefer m. Stinkkalkbänkchen; 7 m,
d) bitum., stromatol. Kalk; 0,35 m;
e) helle Schiefer m. Kalkbänken; Münder Mergel (50—60 m).

Profil XXXVIII. Bethel:
a) heller Sandstein u. sandige Tone des Wealden,
b) grobes Konglomerat, in sandigen Kalk übergehend; 1,4 m, Serpulit,
c) vorwiegend rote Mergel; ca. 25 m,
d) Konglomerat m. erbsengroßen, roten Geröllen; 0,35 m,
e) bunte Mergel; ca. 2 m,
f) Konglomerat; 0,45 m,
g) bunte Münder Mergel (25—30 m).

Profil XXXIX. Bad Eilsen:
a) dunkle Schiefer m. Cyrenenkalken, Unterer Wealdenschiefer,
b) dunkle Schiefer m. plattigen Cyrenenkalken u. Serpelnbänkchen; 5 m, Serpulit,

c) Schiefer u. Mergel m. bitum. Kalkbänken; 3 m,
d) Mergel, unten m. grauem, bit. Mergelkalk; ca. 8 m.

Profil XL. Sundern a. Bückebergen:
a) Schiefer m. Cyrenenkalken, Unt. Wealdenschf.,
b) dunkler, splittriger, bit. Kalk; 0,25 m, Serpulit,
c) Mergel m. bit. Kalkbk.; 8—10 m,
d) bkg., bit. Kalk m. Schwefelkies; 0,85 m,
e) bläul. Mergel u. Mergelkalke,
Lücke,
f) Mergel m. Bänken von Mergel- u. Serpelkalken; 6,5 m,
g) helle Mergelschiefer u. -kalke der Münder Mergel.

Profil XLI. Teufelskammer:
a) Schiefer m. Serpelkalkbänkchen; 2,5 m, Serpulit,
b) oolith. Kalk m. Serpeln; 1,9 m,
c) Schiefertone u. Cyrenenkalke; 1,3 m,
d) dickbkg., blaugrauer Serpelkalk, ca. 3 m.

Profil XLII. Hohenacken:
a) Mergel des Purbeck,
b) bitum. Serpelkalk; 1,2 m, Serpulit,
c) Tone m. Serpel- u. Cyrenenkalken; 3 m,
d) grusiger, bit. Serpelkalk; 1 m,
e) dunkle Tone mit Serpelkalkbank; 3,3 m,
f) stromatolith. Serpelkalke m. Mergeln; 3 m,
g) grüne Münder Mergel.

Profil XLIII. Barsinghausen (Bohrung):
a) Schiefer m. Cyrenenkalken; Übergang zum Wealden,
b) Anhydrit; 1,09 m, Serpulit,
c) Gips; 2,45 m,
d) dunkle Schiefertone u. bit. Kalke m. Serpeln; 4,9 m,
e) dunkle Schiefertone m. Anhydritschnüren; 2,24 m,
f) Schiefertone m. bit. Kalken; 6,51 m,
g) Anhydrit; 3,35 m,
h) Gips; 0,8 m,
i) dunkle Schiefertone m. einzelnen Kalkbk. m. Serpeln; 27,32 m,
k) bunte Münder Mergel.

Prolif XLIV. Nienstedt:
a) Mergel m. Bänken v. bit., stromatol. Kalk, Serpelkalk u. plattigem, mergeligen Kalk,
Lücke,
b) Mergel m. stromat. Kalk, dünnen Kalksandsteinen, sandigen Kalken u. Gipsresiduenlagen; 1,8 m,
c) dickbkg. Kalk m. einzelnen Serpeln; 1 m.

Profil XLV. Lehmbrink:
a) dunkle, bit. Mergel m. dünnen Serpelkalkbänkchen; 1,2 m, Serpulit,
b) dickbkg., bit. Serpelkalkkonglomerat; 1,1 m,
c) stromatolith. Serpelkalk, Kalksandstein u. Mergelschiefer; 2,8 m, mit Cyrenenkalken,
Lücke,
d) Mergel mit Lagen von Kalk u. Gipsresiduen; 5,9 m,
e) heller, quaderförmiger, bit. Serpelkalk; 5,5 m,
f) dunkle Mergelschf. m. Lagen von Gipsresiduen u. Serpelkalk; 1 m.

Profil XLVI. Völksen-West (Stbr. 16 u. Stbr. nordwestl. davon):
a) dünnplattige Sandsteine des Unt. Wealden,
b) sandiger Serpelkalk m. Kreuzschichtung, oben konglomeratisch; 1,5 m, Serpulit,
c) Kalksandstein u. sandiger Serpelkalk; 2,2 m,
Lücke,
d) plattiger Serpelkalk; 5—6 m,
e) dickbkg., bläul., sandiger Kalk; 1 m,

f) heller Kalksdst. m. Kreuzschichtung; 0,45 m,
g) bräunl., wulstiger Kalk; 0,4 m.

Profil XLVII. Völksen-Mitte (Stbr. 18—20):
a) pl., helle Sandsteine m. Serpelkalk u. Konglomeratbank; 3 m,
b) dunkle Schiefertone; 2 m,
c) vorwiegend sandige Serpelkalke und Kalksandsteine; 6,9 m,
Lücke,
d) pl., konglom. Kalk; 0,2 m,
e) pl. Kalksdst., sandiger Serpelkalk u. Mergel; 3,6 m,
f) heller Serpelkalk; 0,5 m,
Liegendes: Münder Mergel.

Profil XLVIII. Völksen-Ost (Dahberg):
a) heller, pl. Sandstein m. Kreuzschichtung; 1,2 m, Serpulit,
b) blaugrüne, sandige Tone; 1,4 m,
c) dickbkg., heller Sandstein; 1,6 m,
d) helle, sandige Schiefertone; 1 m,
e) heller Kalksdst. u. sandiger Kalk; 1,2 m,
f) konglom. Serpelkalk m. Cyrenen; 1,2 m,
g) sandige Kalke, Kalksdst. u. Mergel; 3,85 m,
h) Serpelkalk, unten konglomerat.; 0,5 m,
i) konglom. Hauptserpelnbank m. Quarzgeröllen; 1,2 m,
k) sandiger Serpelkalk u. Kalksdst.; 2 m.

Profil XLIX. Wietze (Bohrung):
a) Wealden,
b) konglom., brekziöser Kalk m. Serpeln u. Lagen v. Schieferton; 4 m, Serpulit,
c) bunte Tone; 3 m,
d) graue, sandstreifige, konglom. Tone m. Holzresten; 7,5 m,
e) grüne Tone m. Kalksandsteinbänkchen; 6,5 m,
f) graugrüner Ton; 6,5 m,
g) rote Tone; 20,5 m,
h) grauer Ton m. Kalk- u. Kalksandsteinbk.; 5 m,
i) grüner, sandiger Ton m. Serpelnbänkchen; 2 m,
k) grauer bis graugrüner Ton; 10,7 m,
l) tonigsandiger Kalk; 9,7 m,
m) grauer, sandiger Mergel m. Gips; 9,7 m,
n) rote Münder Mergel mit Gips.

Profil L. nördl. Teufelsberg:
Hangendes: Purbeck,
a) bläul., fester Kalk; 0,35 m, Serpulit,
b) Mergel,
c) gelbl. Kalkkonglomerat; 0,9—1 m,
d) Mergel,
e) Kalkkonglomerat; 0,4 m.

Profil LI. nördl. Teufelsberg:
Hangendes: Purbeck,
a) fester Kalk; 0,5—0,6 m, Serpulit,
Lücke,
b) bläul. Kalk; 0,3—0,4 m,
c) bunte Mergel; 3 m,
d) Kalkkonglomerat; 0,4 m,
e) Mergel,
f) bläul., harter Kalk; 0,7 m,
g) bläul. Mergel; 0,9 m,
h) bläul., grobkonglomerat. Kalk; 0,65 m,
i) bläul. Mergel u. Schiefer; 1,5 m,
k) pl., bläul. Kalke; 0,3 m,
l) bunte Mergel; 2—3 m,
m) pl., bläul. Kalke; 0,3 m,
Liegendes: Münder Mergel.

Profil LII. Landwehr:
Hangendes: Purbeck,
a) dunkler, fester Kalk; 0,3 m, Serpulit,
b) Mergel,
c) gelbl., konglom. Kalk; 1 m,
d) Mergel; 4 m,
e) Kalkkonglomerat; 0,7 m,
f) Mergel,
g) gelbl., kongl. Kalk; 0,45 m,
h) Mergel,
i) blaue, pl., dichte Kalke;
Liegendes: Münder Mergel.

Profil LIII. Duingen:
a) pl. Serpelkalk; 1,1 m, Serpulit,
b) Serpelkalk m. großen, bewachsenen Geröllen; 0,5 m,
c) massiger, heller Serpelkalk; 6 m,
d) bläul. Tone; 3 m,
e) Lumachelle; ca. 2 m (nicht aufgeschl.).

Profil LIV. Thüste:
a) dunkle Mergel des Purbeck; 0,2 m,
b) pl., z. T. kieseliges, oolith. Kalkkonglomerat; 1,5 m, Serpulit,
c) Mergel m. Bk. v. stromatol. Kalk; 2 m,
d) massiger Serpelkalk m. kieseligen u. konglom. Lagen; 10—12 m,
e) gelbe Mergel; 2—3 m,
f) oolith. Kalke, Lumachelle; 2—3 m.

Profil LV. Wallensen:
a) löcherige Kalke m. einzelnen Oolithkörnern, Lumachelle; Serpulit,
b) mürbere Schichten; ca. 8 m,
c) harte, oolith. Kalke, Lumachelle; 6—7 m,
d) grünl. Münder Mergel.

Profil LVI. Ob. Stbr. Mehler Dreisch:
a) dunkle Mergel des Purbeck,
b) splittriger, grauer Kalk, in Kalksdst. übergehend; 0,5 m, Serpulit,
c) grüne Mergel, a. d. Basis m. Kalkgeröllen; 1,5 m,
d) Korallenoolith.

Profil LVII. Unt. Stbr. Mehler Dreisch:
a) grüne Mergel m. Geröllen, in knollige Kalke übergehend, und Kalksdstbk.; 6 m, Serpulit,
b) Korallenoolith.

Profil LVIII. Hohlweg ö. 294,6:
a) dunkle Mergel u. Mergelkalke des Purbeck,
b) grüne Mergel m. Geröllen u. dünner Bank oolith. Kalkes m. Serpeln; 5 m, Serpulit,
c) Korallenoolith.

Profil LIX. Hohlweg zw. Jagen 16 u. 2:
a) dunkle Tone des Purbeck,
b) bankige, sandige, krist. Kalke, Serpulit,
c) grüne Mergel m. Geröllen u. dichter Kalkbank; 2,5—3 m,
d) pl. Serpelkalk; 2,5—3 m,
e) Korallenoolith.

Profil LX. Unterhalb Luxholklippe:
a) pl. Serpelkalk; Serpulit,
b) grüne u. gelbl. Tone; 0,7 m,
c) splittriger, konglom. Kalk; 0,5 m,
d) grüne Mergel m. Geröllen; 0,6 m,
e) Korallenoolith.

Profil LXI. Hohlweg nordwestl. Luxholklippe:
a) graublaue Tone des Purbeck,
b) Kalksandsteinbk. u. Tone; 1 m, Serpulit,

c) bunte Tone; 2 m,
d) graublauer, sandiger Kalk; 0,7 m,
e) Tone m. Geröllagen u. Kalksdstbk.; 6,15 m,
f) pl. Serpelkalk; 3 m,
g) dunkle Tone
Lücke } 4 m,
h) Tone m. knolligen, dolomit. Kalken
i) dickbkg., split., kongl. Kalk; 2,6 m,
k) grüne Mergel m. Geröllen; 1,5 m,
l) Korallenoolith.

Profil LXII. Ahrensberg:
a) pl., z. T. kongl. Serpelkalke; 4 m, Serpulit,
b) Tone, unten m. dolomit. Knauern; 6 m,
c) Konglomeratbank; 0,5 m,
d) Tone m. 2 dichten, pl. Kalkbänken; 3,6 m,
e) graue Tone m. dünnen, dolomit. Lagen; 3 m,
f) bkg. Kalke m. hellgrünen Tonen d. Mittl. Kimmeridge.

Profil LXIII. Bleeken:
a) pl., z. T. kongl. Serpelkalke; 3 m, Serpulit,
Lücke,
b) grüne Mergel m. Geröllen,
c) grauer, krist. Kalk m. Cyrenen; 1 m,
d) grüne Mergel m. Geröllen; 0,8 m,
e) Kalksandstein; 1 m,
f) bunte Mergel m. Geröllen; 3,2 m,
g) dichter, splittriger Kalk; 0,35—2 m,
h) bunte Mergel m. Geröllen.

Profil LXIV. Jagdhütte:
a) pl., klirrende, dichte Kalke u. Mergelkalke; Serpulit,
b) bräunl., pl. Serpelkalke, nach NW sandig werdend.

Profil LXV. Holenberg:
a) grauer, pl., grobkongl. Serpelkalk; 0,5 m, Serpulit,
Lücke,
b) pl. Serpelkalke, n. oben in Kalksdst. übergehend; 1,5 m,
c) Mergel m. kl. Geröllen; 0,95 m,
d) grauer, split. Kalk; 0,5 m,
e) dunkle Tone, oben m. Geröllen; 1,5 m,
f) grauer, krist. Kalk, n. unten in Serpelkalk übergehend; 2,2 m.

Profil LXVI. Waldweg zw. Jagen 124 u. 130 (Osterwald):
a) grauer, brekziöser, kongl. Kalk; 0,5 m, Serpulit,
Lücke,
b) pl. Kalksdst. u. sandiger Kalk; 3 m,
c) graugrünl. Mergel; 0,2 m,
d) feinkonglom. Kalk m. Serpeln; 2 m,
e) dunkle Mergel,
Lücke,
f) rote Münder Mergel.

Profil LXVII. Rote Kuhle b. Marienau:
a) Sandstein u. dunkle Mergel des Purbeck,
b) grünl., verfestigte, konglom. Mergel; 0,7 m, Serpulit,
c) Kalksdst.; 0,6 m,
d) graue, sandige Mergel; 0,55 m,
e) kongl. Kalk, in Geröllpackung u. Mergelkalk übergehend; 1,25 m,
f) dickbkg. Kalksdst.; 1 m,
Lücke; 4—5 m,
g) Mergel m. Geröllen u. m. Kalk- u. Sdstbk.; 0,5 m,
h) dickbkg., sandiger Kalk u. Kalksdst.; 3 m,
Lücke; 1—1,5 m,
i) Konglomeratbk., Sdst. u. Mergel; 0,8 m,
k) mürber Kalksdst. m. grünen, sandigen Mergeln; 2,9 m,

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

l) blaugrüne Mergel; 1,6 m,
m) dickbkg., sandiger Kalk; 0,9 m,
Lücke,
n) Kalksdst. u. grüne Mergel, z. T. m. Geröllen; 2,5 m,
o) bunte Münder Mergel.

Profil LXVIII. Nesselberg:
Jagen 160:
Hangendes: Purbeck,
a) Kongl. Kalk m. Serpeln; 0,6 m, Serpulit,
b) sandige Serpelkalke u. Kalksandsteine; 1,9 m,
c) Lumachelle; 0,75 m,
d) sandiger Kalk bis Kalksdst.; 1,1 m;
Plattenkalkbruch b. Dörpe:
e) graue, sandige Serpelkalke; 1,5 m,
f) sandige Konglomeratbk. m. Serpeln; 0,5 m,
g) sandige Serpelkalke u. Kalksdst. m. Kreuzschichtg.; 1,5 m;
Stbr. SO P. 293,0:
h) sandige Serpelkalke u. Kalksdst.; 2,1 m,
i) Konglomeratbk. m. Serpeln; 0,4 m.

Profil LXIX. Katzberg:
a) bit., stromatol. Kalke, Serpelkalke, Kalksdst., kongl. Bänke, Serpulit,
Lücke,
b) graue Mergel m. gelber, zelliger Kalkbank; 1,4 m,
c) grauer Kalk m. Serpeln; 0,05 m,
d) bunte Münder Mergel.

Profil LXX. Bolleser:
a) bit. Süßwasserkalk, Tone u. Kalksandsteine; 2,25 m, Purbeck,
b) dickbkg., gelber Kalksdst.; 1,6 m.

Profil LXXI. Rote Kuhle:
a) grüne Mergel u. Sandsteine; ca. 2 m, Purbeck,
b) dickbkg. Sandstein; 1,2—1,8 m,
c) dunkle Mergel; 0,55 m,
d) grüne, kongl. Mergel; 0,7 m, Serpulit,
e) Kalksdst.; 0,6 m.

Profil LXXII. Luxholklippe:
a) Konglomeratbk. Purbeck,
Lücke,
b) graublaue Tone; 2 m,
c) Kalksdst.; 1 m, Serpulit.

Profil LXXIII. Hohlweg zw. 16 u. 2:
a) dickbkg., graue, sandige Kalke, Purbeck,
b) grauer, kongl., krist. Kalk; 0,3 m,
c) dunkle Tone,
d) sandige, krist. Kalke, Serpulit.

Profil LXXIV. Hohlweg ö. 294,6:
a) sandige u. bitum. Kalke, Purbeck,
Lücke; 2 m,
b) graue, dichte Süßwasserkalke u. Mergelkalke; 1 m,
c) Mergel; 1—2 m,
d) graublauer, kongl. Kalk; 0,5 m,
e) dunkle Mergelschf. m. Süßwasserkalk; 1,5 m,
f) grüne Mergel m. Geröllen; Serpulit.

Profil LXXV. Mehler Dreisch:
a) sandige, graue Kalke, ? Purbeck,
Lücke,
b) Mergel u. Süßwasserkalk; 0,35 m, Purbeck,
c) harte Konglomeratbk.; 0,4 m,
d) dunkle, feste Mergel; 2 m,
e) grauer, split. Kalk; 0,5 m, Serpulit,
f) grüne Mergel m. Ger.

Profil LXXVI. Hohenacken (Holzabfuhrweg v. Süntelturm):
a) Sandsteine u. Tone des Wealden,
b) bunte Tone; 1,8 m, Purbeck,
c) dunkle Tone m. bit. pl. Kalken, z. T. m. Cyrenen; 3,8 m,
d) dunkle Tone m. seltenen bit. Cyrenenkalken; ca. 9 m,
e) konglom. Süßwasserkalk; 0,04 m,
f) grünlichgelbe Mergel; 1 m,
g) bit. Serpelkalk; 1,2 m, Serpulit.

Profil LXXVII. Kapellenhagen:
a) graubl. Kalksdst.; 0,7 m, Wealden,
b) harter Süßwasserkalk u. kohlehaltg. Sandstein; 0,7 m, Verzahnung v. Wealden- u. Purbeckfazies,
c) sandige Mergel; ca. 30 m,
d) Kalksdst. u. sandige Kalke; ca. 3 m, Purbeck,
Lücke; ca. 6 m,
e) pl. Kalksdst.; 0,8 m,
f) graue Mergel; ca. 2 m,
g) rötl., sandiger, kongl. Kalk; 0,2 m,
Lücke; ca. 8 m,
h) Kalksdst., sandige Kalke u. grüne Mergel; 2,75 m,
Lücke; ca. 8 m,
i) ziegelrote u. grünlichgelbe Mergel; 3 m,
k) Kalkmergel u. Mergelkalke; 2,5 m,
l) Kalksdst. u. Mergel; 4 m,
Lücke,
m) rote u. grüne Mergel,
Lücke,
n) rote Steinmergel.

Profil LXXVIII. Nordwestl. Borberg:
a) pl. Sandsteine u. grüne Mergel; Verzahnung v. Wealden- u. Purbeckfazies,
b) sandige Kalke, Kalksdst. u. Mergel; Purbeck,
c) sandige Kalke, Kalksdst. u. Mergel; 2,5 m,
Lücke; ca. 5 m,
d) rötl. Kalksdst.; 0,3 m,
e) graublaue Mergel; 1 m,
Lücke; ca. 5 m,
f) pl. Kalksandsteine; ca. 2 m,
g) rote Mergel; ca. 5 m,
h) heller, bitum. Kalk; 2 m.

Profil LXXIX. Südl. Borberg:
a) sandige Kalke, Kalksdst. u. grüne Mergel, Purbeck,
Lücke,
b) Kalksandsteinbänke u. grüne Mergel,
c) rote Mergel,
Lücke,
d) rote Mergel.

Profil LXXX. Chaussee w. Geerzen:
a) sandige Platten; Purbeck,
b) graue u. tiefrote Mergel,
c) harte, graue Kalke (? anstehend) 0,2 m,
Lücke,
d) dunkle Mergel,
Lücke,
e) heller, split. Süßwasserkalk, dunkler, bit. Kalk u. graue Mg.; 1,75 m,
f) bunte Mergel; ca. 25 m.

Profil LXXXI. Delligsen:
a) Kalke; ca. 1,5 m, Purbeck,
b) Mergel; 0,2 m,
c) graue, bit. Süßwasserkalke; 1,6 m.

Profil LXXXII. N. Teufelsberg b. Ammensen:
a) dunkle, bit., sandige Platten m. dünnen Kalkbk.; 1,15 m, Purbeck,
Lücke; ca. 6 m,
b) Mergelkalk; 0,4 m,
c) bunte Mergel; 1,5 m,
d) dickbkg., harte, bit. Kalke m. dünnen Mergellagen; 3 m,
e) pl. Kalke u. mürbe Mergelkalke; 2 m,
f) vorwiegend grüne Mergel; ca. 13 m,
g) bit., feste Kalke m. Mergeln,
h) vorwiegend grüne Mergel,
i) bit. Kalke,
k) grüne u. rote Mergel.

Profil LXXXIII. S. Teufelsberg:
a) harter, bit. Kalk; 0,85 m, Purbeck,
b) rote u. grüne Mergel,
c) harter, gelbl. Kalk; 0,7 m,
d) grüne Mergel; ca. 3 m,
e) harter, split., bit. Kalk; 1,2—1,5 m,
f) grüne Mergel m. Mergelkalkbänken; ca. 10 m,
g) Mergel m. einzelnen Kalkbänken; 20—22 m,
h) rote u. grüne Mergel; 9—10 m,
i) fester, bit. Kalk; 0,5 m,
k) grünl. u. gelbl. Mergel; 5—6 m,
l) dickbkg., heller, split. Süßwasserkalk; 0,6 m,
m) rote u. grüne Mergel; 8—10 m,
n) grüne Mergel m. einzelnen, grauen, bit. Kalkbk.; ca. 16,5 m,
o) bläul., krist. Kalk; 0,35 m, Serpulit.

Profil LXXXIV. Stroit:
Hollingskopf:
a) heller, bit. Süßwasserkalk u. grüne, sandige Mergel; 1,5 m, Purbeck,
Kasenberg:
b) grüne Mergel; 0,3 m,
c) heller, split., bit. Kalk; 0,7—0,8 m,
d) grüne Mergel; 0,3 m,
e) dunkler, bit. Kalk; 0,7 m.

Profil LXXXV. S. Hollingskopf:
a) dunkler, bit. Kalk; 0,3—0,4 m, Purbeck,
b) gelbl. Mergel; 1—1,5 m,
c) heller, split. Kalk; 0,5 m,
d) grünl. u. violette Mergel m. bit. Kalkbk.; 4,25 m,
e) harter, heller Kalk; 1,2 m,
f) Mergel m. bit. Mergelkalken; ca. 6 m,
g) fester, bit. Kalk; ca. 1,4 m,
h) Mergel u. Mergelkalke; 3,5 m,
i) harter, bit. Kalk, Mergelkalk u. Mergel; 1,7 m,
k) bunte Mergel m. bit., split. Kalkbk.; ca. 18 m,
l) Mergel m. bit. Mergelkalken; ca. 22 m,
m) bit. Kalke u. Mergelkalke m. bunten Mergeln; 13,5 m,
n) bunte Mergel; ca. 9 m,
o) bkg., bit. Kalk; 0,8 m,
p) Mergel; 2 m,
q) dickbkg., split. Kalk; 1,8 m,
r) Mergel m. 3 harten, bit. Kalkbk.; 10—12 m,
s) bit., harter Kalk (? anstehend); 1,2 m,
t) grüne u. rote Mergel m. split. Kalkbank; ca. 7,5 m,
u) bkg., bit., dunkle Kalke m. Planorbis; 1,5 m,
v) dunkle u. grüne Mergel; 4 m,
w) dunkler, harter Kalk; 0,4 m, Serpulit.

Druckfertig eingereicht am 6. Januar 1932
„Imprimatur" erteilt am 13. September 1932

Petrographie und paläogeographische Stellung der Gipse vom Südrande des Harzes

Von Hans-Rudolf von Gaertner, Berlin

Hierzu Tafel 32—36 und 4 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis:

Seite

1. Einleitung 656
2. Die Entstehung der Gips- und Anhydritlager 656
   1. Das Problem der Schichtung im Anhydrit 658
      1. Die Feinschichtung 658
      2. Die Flaserschichtung 659
   2. Breccienzonen im Anhydritsediment 660
   3. Die Alabasterkugeln 661
   4. Der Gekrösegips 663
   Zusammenfassung 665
3. Stratigraphie und Palaeogeographie 665
   1. Unterer und Mittlerer Zechstein 666
      1. Unterer und Mittlerer Zechstein an der Oberharzer Schwelle . . . 666
      2. Unterer und Mittlerer Zechstein zwischen Sachsa und Niedersachswerfen 667
      3. Das Steigertaler Becken 668
      4. Die Kyffhäuserschwelle 669
      5. Die Mansfelder Entwicklung 671
      Zusammenfassung 671
   2. Der Obere Zechstein 672
      1. Basalanhydrit und untere Auslaugungszone 673
      2. Grauer Salzton und Dolomit 674
      3. Hauptanhydrit und obere Auslaugungszone 674
      4. Zusammenfassung und Rückschlüsse auf die Entwicklung des Normalprofiles 675
4. Die Vergipsung des Anhydrites und ihre Begleiterscheinungen 675
   1. Allgemeine Überlegungen 675
   2. Beobachtungen an Schliffen durch die Gipsanhydritgrenze 678
      1. Kluftumwandlung 678
      2. Intergranularumwandlung 679
      Zusammenfassung 680
   3. Makroskopische Beobachtungen an der Grenze Gips-Anhydrit 680
      1. Umwandlung von Klüften aus 681
      2. Umwandlungen mit größeren Veränderungen des Gefüges 681
         1. Pseudoschichtung 682
         2. Pseudoflaserung 682
      3. Quellung bei der Volumenvermehrung 683
      Zusammenfassung 685
5. Umsetzung des Gipses nach seiner Entstehung 685
   1. Marienglasbildung 685
   2. Fasergipsbildung 686
   Zusammenfassung 688
6. Zusammenfassung der Ergebnisse 689

Tabelle der verwendeten Dünnschliffe 690

Verzeichnis der angeführten Schriften 692

1. Einleitung

Im Süden des Harzes begleitet ein mehrere Kilometer breiter Streifen von Zechstein das untertauchende alte Gebirge. Sein auffallendstes Gestein ist Gips. Die weißen Steilwände geben der Gegend ihren Charakter. Außer den Steilwänden bietet eine mannigfaltige Steinbruchindustrie gute Aufschlüsse in Gips und Anhydrit. Der Steinbruch des Leunawerkes bei Niedersachswerfen erzeugte im Jahr 1930 monatlich 180 000 to an Anhydritmehl. Auf der kleinen Station Niedersachswerfen wurden so mehr Güter als an einer anderen Station des Reichsbahndirektionsbezirks Kassel verladen. Auch bei Ellrich und im Thyratal finden sich größere Steinbrüche, die das Rohmaterial für die rege Gipsindustrie des Südharzes liefern. In einzelnen kleineren Steinbrüchen werden besonders reiner Alabastergips oder schön gezeichnete Spielarten des gemeinen Gipses zur Herstellung von Kunstgegenständen gewonnen.

So bieten zahlreiche Aufschlüsse einen guten Einblick in den Aufbau des Gesteins, Verhältnisse, die zu einer näheren Untersuchung einladen. Ist doch vieles aus der Entwicklung der Gipslager ungeklärt und unbeschrieben. Ein Beitrag zu ihrer Sedimentpetrographie, zu ihrer paläogeographischen Verteilung im Raum zwischen Scharzfeld und dem Kyffhäuser, zu der Umwandlung der ursprünglichen Anhydritlager in Gips soll die vorliegende Arbeit bringen. Absichtlich wurden tektonische Gefüge nicht mituntersucht oder beschrieben. Denn erst nach genauer und eingehender Kenntnis der sedimentären Erscheinungen und der Umsetzung ist es überhaupt möglich, zu einer Deutung der tektonischen Gefüge zu kommen. Diese soll, wie auch die statistische Auswertung der sedimentären Gefüge, erst später versucht werden.

Trotz aller Bemühungen blieben zahlreiche Erscheinungen ungeklärt. Sie alle zu beschreiben, würden Platz und Zeit nicht ausreichen. Nur die markantesten und häufigsten Probleme sind in der vorliegenden Arbeit behandelt worden. Für viele von ihnen befriedigt die hier vorgeschlagene Lösung nicht voll; spätere Beobachtungen und Untersuchungen mögen auch zu ihrer Klärung beitragen.

Meine spezielle Arbeit begann mit einer vierwöchigen Felduntersuchung in dem fraglichen Gebiet. Auf mehreren kürzeren Bereisungen wurden einige Punkte mit zunächst noch unklaren Verhältnissen zum zweiten Male aufgesucht und die Beobachtungen vervollständigt. Ungefähr 40 Dünnschliffe wurden zur Ergänzung der Felduntersuchungen angefertigt und untersucht.

Es ist meine angenehme Pflicht, Herrn Dr. SCHRIEL und Herrn Dr. DAHLGRÜN zu danken, die mir Einblick in die zum Teil noch unveröffentlichte Kartierung der geologischen Meßtischblätter des Gebietes gestattet haben. Mit Herrn Priv.-Doz. Dr. FISCHER und Herrn Priv.-Doz. Dr. GELLER konnte ich viele Fragen besprechen. Beiden sei für ihr freundliches Entgegenkommen gedankt.

2. Die Entstehung der Gips- und Anhydritlager

Die mächtigen Anhydritlager des deutschen Zechstein sind wohl sicher durch verdunstendes Meereswasser entstanden; eine Diskussion anderer Art und Weisen, auf die Gipslager entstehen können, erscheint unnötig. Dagegen ist dieser Vorgang in seinen Einzelheiten noch sehr umstritten.

Nach den Untersuchungen von VAN'T HOFF, welcher die Ausscheidungsfolge der Mineralien aus dem Salzwasser des Meeres bei wechselnder Temperatur

festzulegen suchte, kann die Abscheidung eines Anhydritlagers nur über 36° und aus einer konzentrierten Salzlauge erfolgen. Erst bei wesentlich höheren Temperaturen, die um 90° herum liegen, kann Anhydrit aus einer an Natriumchlorid nicht gesättigten Sole ausfallen. Es gibt aber keine Anhaltspunkte dafür, daß sich die Temperaturen bis zu dieser Höhe erhoben haben. Die Fossilfunde in den randlichen Dolomiten, das Auftreten von Fischen und Foraminiferen im Stinkschiefer, der sich auf kurze Entfernung seitlich mit Anhydrit verzahnt, sprechen deutlich gegen solch hohe Temperaturen, die jedes höhere Leben ersticken müßten. So ist diese Möglichkeit der Anhydritbildung schon unwahrscheinlich geworden. Auch die zweite von VAN'T HOFF diskutierte Möglichkeit des direkten Absatzes von Anhydrit aus dem Meerwasser kann nach den uns bekannten Verhältnissen nicht in Frage kommen. Der Anhydrit soll aus einer konzentrierten Salzlauge ausfallen. In diesem Stadium der Konzentration von Meerwasser müßte aber schon längst alles Karbonat entfernt sein und der Anhydrit nur mit Salz zusammen abgeschieden werden, das bei zunehmender Verdampfung in ungleich größerem Maße ausfallen müßte[1]). Gerade das Gegenteil ist hier der Fall. Wir sehen sehr häufig die Anhydrite von Karbonat, sei es Kalk, sei es Dolomit, durchsetzt.

Man muß demgemäß damit rechnen, daß die Anhydritlager zum größten Teil als Gips abgeschieden wurden und erst später umgewandelt wurden. Da Belastungsdruck nach unseren bisherigen Kenntnissen die Gips-, nicht die Anhydritbildung begünstigt, ist es mir am wahrscheinlichsten, daß die Laugen, die bei der weiteren Verdampfung entstanden, diese Umsetzung bewirkten.

Die konzentrierten Salzlaugen stiegen auf Klüften und Haarrissen nach unten und stießen auf die Gipse, mit denen sie sich nicht im Gleichgewicht befanden. Die Umsetzung zu Anhydrit war die Folge. Das freiwerdende Wasser verdünnte die Lauge und bewirkte ihr Aufsteigen nach dem spezifischen Gewicht. So kam im Verein mit der Diffusion immer neue Lauge an den Punkt der Umsetzung, und aus einem Gipslager entstand in geologisch kurzer Zeit ein Anhydritlager.

CLARKE (1924, S. 228) nimmt ähnliche Vorgänge für die Entstehung der Gipslager in Anspruch. Für intensive Laugenumsetzung sprechen auch die von FULDA (1929) beschriebenen Anhydritklippen, deren Bild ein wenig an Schlottenbildung erinnert[2]). Jedenfalls muß die so vergrößerte Oberfläche das Eindringen der Laugen sehr erleichtert haben. Von WETZEL (1928) wurden aus der Wüste Atakama ähnliche Vorgänge beschrieben. Gipse, die mit dem heutigen, wesentlich ariderem Klima nicht mehr im Gleichgewicht sind, werden von der Oberfläche aus zu Anhydriten umgesetzt. Ich möchte aber betonen, daß meine Annahmen der ursprünglichen Gipsabsetzung lediglich ein Schluß aus den uns noch sehr unvollkommen bekannten chemischen Verhältnissen ist und keine Beobachtung direkt dafür erbracht werden konnte; vielmehr liegen jetzt alle Calciumsulfatlager als Anhydrit vor und unterliegen unter dem Einfluß der Tageswässer einer Umsetzung in Gips.

Da man diesen Vorgang — die Umsetzung der ursprünglichen Gipse in Anhydrit — als eine Art Metasomatose auffassen muß (vgl. S. 677), so kann

---

[1]) Es könnten sich Verhältnisse einstellen, wie man sie aus dem Liniensalz kennt. Die Anhydritschnüre brauchen hier nicht durch Wechsel in den Klimabedingungen entstanden zu sein. Rhythmische Umkristallisation, ähnlich, wie ich sie für die Pseudoschichtung des Gipses nachzuweisen suchte (S. 682), erzeugt ähnliche Bilder.

[2]) Allerdings ist nach FULDA's Abb. 143 (nicht nach dem Text) der Anhydrit der Klippen deutlich dem äußeren Rande parallel geschichtet, was gegen Auslaugung spricht.

natürlich die Struktur des Gesteines nur unvollkommen erhalten bleiben. Die Textur aber dürfte kaum wesentlich angegriffen werden. Man kann aus den noch erhaltenen Gefügen daher mit Sicherheit einige Rückschlüsse auf die Entstehung des Gesteines ziehen.

1. Das Problem der Schichtung im Anhydrit

Die näheren Absatzbedingungen eines rein chemischen Sedimentes und die dabei entstehenden Gefüge sind noch wenig beschrieben. Beim Lesen der folgenden Zeilen möge man bedenken, daß die auf kleinem Raume und in verhältnismäßig kurzer Zeit durchgeführten Untersuchungen dieses Problem nicht erschöpfend behandeln können. Einiges mag zu Trugschlüssen verleiten und viele Gefügeformen finden keine befriedigende Erklärung.

Die Schichtung in einem chemischen Sediment wird ganz allgemein auf einen Konzentrationswechsel in der Ausgangslauge zurückgeführt. Als letzte Ursachen werden meist klimatische Bedingungen herangezogen. Für eine Reihe von Fällen mag dies zutreffen; andere können wieder nicht unter diese Gesichtspunkte erklärt werden.

1. Die Feinschichtung

Am einfachsten und klarsten liegen die Verhältnisse, wenn der Anhydrit (oder Gips) eine feine parallele Schichtung zeigt. Ich werde diesen Fall als „Feinschichtung" bezeichnen. Man kann bei der Feinschichtung verschiedene Typen unterscheiden.

Der Anhydrit kann durch parallele Anordnung der einzelnen Anhydritkörner mit ihren, in diesem Falle meist stark betonten Längsachsen in der Schichtfläche feinschichtig werden. Das Gestein spaltet sich sehr gut nach dieser s-Fläche und zeigt meist durch etwas dunklere Streifen zwischen helleren die Schichtung an (Schliff 1120/31)[3]). Diese Struktur bleibt bei der Umwandlung des Anhydrits in Gips nicht erhalten und wird deshalb in Gipslagern nicht gefunden. Auch in den Anhydriten selber gehört sie zu den Seltenheiten. Es könnte hier auch ein tektonisches Parallelgefüge vorliegen.

Am häufigsten findet man die Feinschichtung durch dünne Karbonatlagen vorgezeichnet. Das Karbonat kann Kalk, Dolomit oder Magnesit sein. Die Reihenfolge entspricht wohl dem Sinken des Kohlensäure-Partialdruckes bei steigendem Magnesiumgehalt der Lauge, welche die Umsetzung von Gips zu Anhydrit bewirkt. Die Karbonate können als geschlossene Lagen auftreten, wobei die Mächtigkeit der Lagen nur ein Korn umfaßt (Einkornlagen). Die etwas langgestreckten Rhomboeder zeigen rundliche Formen, die HAMMERSCHMIDT (1883) als „abgerollt" bezeichnet. Die Körner schließen eng aneinander, meist sind sie durch Bitumen braun gefärbt, während die Anhydrite selber frei davon sind. Andererseits können die Karbonate mit mehreren, dicht aufeinander gelagerten Körnern auftreten (Mehrkornlagen). Beide Formen finden sich meist in der Nähe des Überganges in ein geschlossenes Karbonatlager. Weiter im Innern geschlossener Anhydritprofile ist das Karbonat in den dunklen Lagen diffus verteilt. Die Lagen gehen nach oben und unten langsam in reinen Anhydrit über (diffuse Mehrkornlagen). Aus diesem Gefüge darf man wohl mit VAN WERWECKE (1925) auf gleichzeitige Ausscheidung von Karbonat und Sulfat schließen.

[3]) Die Schliffnummern beziehen sich auf das Original-Material im Besitze der Geologischen Landesanstalt. Die Tabelle am Schluß gibt eine Übersicht und nähere Angaben zu den einzelnen Schliffen.

Die Schichtabstände werden durch die Mächtigkeit der Anhydritlagen bestimmt. Diese können papierdünn sein oder bis auf ½ cm anwachsen. Sind sie mächtiger, so ist es eine Ausnahme im sonst gleichmäßig wechselnden Profil. Die Anhydrite sind immer sehr feinkörnig. Korngrößen von $^1/_{100}$ mm und weniger gehören nicht zu den Seltenheiten. Oftmals sind sie sogar mit 200facher Vergrößerung kaum aufzulösen. Das Bild der Feinschichtung geben die Schliffe 387/31, 400/31, 402/31, 403/31 und andere vorzüglich wieder.

Zur Erklärung Konzentrationswechsel, hervorgerufen durch jährliche oder kürzer periodische Klimaschwankungen heranzuziehen, liegt nahe. Sie wurde auch von Udden (1924) für ein 500 m mächtiges Profil durch Bitumen feinschichtigen Anhydrites angenommen. Die feinschichtigen Anhydrite müssen in stillem, vermutlich auch tieferem Wasser entstanden sein. Bei stärkerer Wasserbewegung hätten solch dünne Häutchen wie die Einkornlagen nicht erhalten bleiben könen.

Die einzelnen Karbonatlager können durch Querriefen miteinander in Verbindung treten. Weitaus am häufigsten ist dies bei diffusen Mehrkornlagen der Fall. Die karbonatreichen Partien schlingen sich so um Perlen von reinem Anhydrit. Die Perlen können 0,03 bis 2 mm Größe haben, ohne daß sich das Gesamtbild der Feinschichtung und des rhythmischen Lagenwechsels verwischt. Solche Perlanhydrite finden sich recht häufig in Feinschichtungsprofile eingeschaltet. Man hat in ihnen wohl Spuren diagenetischer Lösungswanderung zu sehen. Die Karbonate wurden durch schwache Diffusionsströme in das feinschichtige Sediment geführt. An Aufarbeitung und Neuabsatz mag ich bei der großen Regelmäßigkeit der Erscheinung nicht denken. Eher mögen Lösung und Konzentration (beim Festwerden oder der Umsetzung von Gips zu Anhydrit?) eine Rolle spielen.

2. Die Flaserschichtung

Wachsen die Abstände der dunklen karbonatreichen Lagen und wird damit gleichzeitig ihr Verlauf mehr unregelmäßig, so kommen wir zur Flaserschichtung. Die einzelnen dunkleren Partien bestehen meist aus Karbonat. Dieses kann recht rein sein und Mächtigkeiten von 10 bis 15 mm erreichen. Bei der Verwitterung treten solche Bänder gesimsartig hervor (vgl. Taf. 34, Fig. 2, unten).

Das Karbonat wird meist dicht von feinkörnigem Anhydriten durchsetzt und kann deutliche Feinschichtung zeigen. Diese verklingt langsam nach dem Hangenden und Liegenden. Die Lagen sind meist leicht gewellt und zeigen An- und Abschwellen, gelegentlich sogar knotenartige Verdickungen. Flachfallende Querverbindungen sind häufig und zerlegen das Gestein in lange Flasern.

Daß es sich um eine primäre Erscheinung der Sedimentation handelt, kann man aus der Feinschichtung ersehen, die auf kurze Strecken in Mulden immer wieder auftritt. Die Anhydrite zwischen den Karbonatlagen können von ½ cm bis zu mehreren Dezimetern Mächtigkeit erreichen. Sie sind meist recht rein und geben dem Gestein ein helleres Aussehen, als es die feinschichtigen Anhydrite haben.

Die flaserschichtigen Anhydrite deuten auf andere Ablagerungsbedingungen als die feinschichtigen sie besitzen. Da sich beide miteinander verzahnen, eine Erscheinung, die in vielen Steinbrüchen aufgeschlossen ist, kann man nicht verschiedene Klimabedingungen zur Erklärung des Unterschiedes heranziehen.

Ich möchte eher an bewegteres Wasser denken, welches mit schwachem Wellenschlag die Spuren der Schichtung verwischte. Die dauernden Umsetzungen bewirkten eine weitgehende innere Reinigung des Gesteins von Karbonat, welches sich an besonderen Stellen sammelte. Die unregelmäßige Oberfläche findet so ihre Erklärung in unregelmäßigem Absatz des Anhydrites. Daß Auf- und Umarbeitungserscheinungen im eindampfenden Salz möglich sind, beweisen schon die von ZIMMERMANN (1908) beschriebenen Wellenfurchen aus dem Steinsalz von Hessen.

2. Breccien-Zonen im Anhydritsediment

Die Flaserschichtung ist nicht die stärkste Auf- und Umarbeitung, welche die Anhydritlager befallen hat. In den großen Aufschlüssen des Steinbruches vom Leunawerk am Kohnstein bei Niedersachswerfen sind an vielen Stellen Spuren subaquatischer Rutschung entblößt.

Auf der unteren Sohle (vgl. Taf. 32, Fig. 1) findet sich ein Horizont, in dem große Blöcke von hellerem Anhydrit in dunklerem eingeschlossen sind. Die ungefähr 3 m mächtige Schicht wird im Hangenden und Liegenden von ungestörtem Perlanhydrit begrenzt. Kolkartige Einschnitte im Liegenden sind mehrfach zu beobachten. Das Hangende ist mit feinster Flaserschichtung in den Mulden der Stauchungsschicht abgesetzt worden. Die fragliche Schicht besteht, wie schon gesagt, aus zweierlei Anhydrit. Die Grundmasse bildet ein dunkelgrauer bitumen- und karbonatreicher Anhydrit; in ihm „schwimmen" eckig begrenzte plattige Stücke eines hellgrauen Anhydrites. Die Stücke können im zufälligen Anschnitt eine Länge von 30 m erreichen bei einer Dicke von 1 m. Sie liegen meist den Grenzen der Breccienzone angenähert parallel, doch konnten an zwei Stellen Aufrichtungen bis zu 50° gegen die Grenzen beobachtet werden. Beide Anhydrite sind durch unscharfe Konturen eng miteinander verbunden, was ich als Folge späterer Umkristallisation ansehe.

Das beschriebene Gestein ist eine Breccie. Schon verfestigte Anhydritbänke gingen zu Bruch und kamen in einer breiigen Masse zum Gleiten. So entstehen Bilder, wie sie sich in manchen Schichten des Wellenkalkes vorfinden. Nur sind dort die Breccien nicht so mächtig. Soweit die Anrisse eine Bestimmung der Gleitrichtung erlauben, scheint Bewegung von Südwest nach Nordost stattgefunden zu haben.

In diesem Steinbruch und anderen finden sich noch eine Reihe weiterer Schichten mit ähnlicher oder gleicher Ausbildung (Taf. 32, Fig. 2). Es kann mehrfach beobachtet werden, daß die Schichtung in den Blöcken deutlich von der abweicht, welche sich in der Grundmasse andeutet. Oft liegen mehrere solcher Breccienschichten, durch dünne, mehr zusammenhängende Lagen getrennt, übereinander. Zwischen ihnen findet sich manchmal eine helle, ziemlich ebenflächige Lage mit diffuser Begrenzung nach unten. Die Lage dürfte bei der Verfestigung des gerutschten Breies entstehen und zeitweilig dünne Krusten auf ihm gebildet haben.

Ganz ähnliche Bilder hat GOLDMANN (1925) aus den Salzstöcken von Texas beschrieben. Er kommt nach längeren Ausführungen zu ähnlichen Ergebnissen, nur ist er in der endgültigen Deutung vorsichtiger, da ihm nur Bohrkerne, nicht zusammenhängende Profile zur Verfügung stehen. Eine primäre Schichtung findet sich in den Komponenten der Breccien, eine zweite in der Grundmasse. Diese zweite Schichtung könne „vielleicht auch sedimentär sein". Ausführlich geht auch SMITH (1918) auf die Entstehung solcher Breccien in den Keupermergeln Englands ein. Entsprechend

der viel geringeren Ausdehnung der 4 m mächtigen, 2—3 m langen Vorkommen sind die Entstehungsbedingungen andere; aber auch SMITH nimmt zur Erklärung der Breccien an, daß eine schon verfestigte Hangenddecke weißen Gipses über dem noch nicht verfestigten Gips im Liegenden zusammenbrach.

Unregelmäßigkeiten der Sedimentation lassen sich vielfach beobachten. So kann man mehrfach (z. B. im Steinbruch östlich des Hasenwinkel bei Harzungen, Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 57, Bl. 27 [vgl. Taf. 32, Fig. 5]) feststellen, daß einzelne Schichten ganz plötzlich auf das Vielfache ihrer Mächtigkeit anschwellen. Gleichzeitig damit wird das Calciumsulfat fast völlig karbonatfrei und das Gestein sehr hell. Daß diese Unterschiede schon bei der Sedimentation bestanden haben, beweisen Partien mit Feinschichtungen, die im Schutze solcher Buckel häufig zu finden sind.

Die Erklärung solcher Erscheinungen kann wohl nur in der Wirkung transportierender Kräfte gesucht werden. Wasserbewegung, vor allem bei starken Stürmen, können ein noch nicht verfestigtes vielleicht sogar sandartiges Sediment zu Wällen zusammenhäufen. Auch an Winddünen erinnern manche Formen. Immerhin erscheint ein zeitweiser Rückzug des Wassers aus den Randgebieten der Gipsablagerungen noch zu unbewiesen, um zur Erklärung solcher Unregelmäßigkeiten herangezogen zu werden. RUSSEL (1885, S. 84/85) beschreibt allerdings von dem Lake Lahontain, einem der großen amerikanischen Salzseen, wichtige Beobachtungen dieser Art. Beim alljährlichen Austrocknen des Sees bleibt eine 12 engl. Quadratmeilen große Ebene mit feinem Gipsstaub bedeckt zurück. Der Staub wird zu Dünen zusammengeblasen und bildet große Hügel (White Mountains of Fillmoore).

3. Die Alabasterkugeln

Am Südharzrand zeigt der Ältere Anhydrit in der Gegend zwischen Neustadt und Nordhausen eine Ausbildung, deren Entstehung noch nicht völlig geklärt ist. Mitten in feinschichtigem, meist dunklem Gips gibt es Horizonte, in denen Kugeln blendend weißen Alabasters von 10—50 cm Durchmesser auftreten. Das ganze Bild gleicht den Bomben in einem feinschichtigen Aschentuff bis in die kleinsten Einzelheiten. Das Vorkommen der Alabasterkugeln ist an bestimmte Zonen gebunden. Die eine Zone läuft ungefähr dem Ostrande des Hauptdolomites parallel, die andere schmiegt sich in der Gegend von Questenberg der Kyffhäuserachse an (vgl. die paläogeographische Karte, Abb. 2). Die Zonen haben eine ungefähre Breite von 4 km. In der Mitte der Zone, am Johannisberg bei Niedersachswerfen und am Hasenwinkel bei Harzungen zum Beispiel, wird ein großer Teil des Profils von Horizonten mit Alabasterkugeln eingenommen. An den Rändern sind die einzelnen Horizonte mit den Alabasterkugeln nur 3—4 m mächtig und werden durch große Mächtigkeiten anders struierten Gipses getrennt; bei Neustadt wird eine solche Zone im Stollenbau gewonnen. Eine gute Vorstellung von der Art des Vorkommens im großen gibt die Abb. 36, S. 191, im Harzführer von ERDMANNSDÖRFFER, DAHLGRÜN und SCHRIEL.

Die Alabasterkugeln gehören zu den primären Gefügen des Gipses. So steht der Steinbruch im Hasenwinkel bei Harzungen schon zum guten Teil in Anhydrit, in dem sich die „Alabaster"kugeln als weißer Anhydrit im gleichen Ausmaße wie im hangenden, vergipsten Teil finden. Auf der sechsten Sohle des Wolfsschachtes bei Eisleben und im Querschlag 3 der achten Sohle können Alabasterkugeln im Anhydrit gleichfalls beobachtet werden (vgl. Taf. 33, Fig. 4).

Die Ausbildung der Kugeln im Anhydrit und im Gips ist prinzipiell gleich. Geringe Abweichungen bringt die Umwandlung des Anhydrites in Gips mit sich. Die Kugeln sind im Gips meist schärfer gegen das Nebengestein ab-

gesetzt, da durch Sammelkristallisation eine Reinigung der randlichen Partien der Kugeln einzutreten pflegt, und das Karbonat oft zusammengedrängt wird. Diese Erscheinung teilen die Kugeln mit vielen Feinschichten. An dem grundlegenden Gefüge wird nichts geändert.

Das Innere der Alabasterkugeln besteht aus zuckerkörnigem Anhydrit oder Gips. Meist ist das Korn etwa um das Doppelte gröber als in dem umgebenden Sediment. Wolkige und verschwommene, Blumenkohl ähnliche Zeichnungen sind in den Kugeln nicht selten (vgl. Taf. 33, Fig. 3). Die Randpartien zeigen oft eine netzförmige Zeichnung durch Karbonat, wie wenn feinste Sprünge vom Außenrande in eine Septarie hineingehen. Im Anhydrit pflegt ein verwaschener Übergang in das umgebende, feinschichtige Sediment vorhanden zu sein. Im Gips können sie durch Schlagen ziemlich leicht aus dem umgebenden Sediment gelöst werden (vgl. Taf. 32, Fig. 4 u. 6).

Die Schichten des umgebenden Sedimentes sind am Rande der Alabasterkugeln i m m e r abgelenkt. Vor allen Dingen sind die liegenden Schichten deutlich abgebogen. Es ist, als ob eine schwere Stahlkugel in feinschichtigem Ton versenkt wird. Auf Fältelungserscheinungen dabei wird noch einzugehen sein. Die Abbiegung umfaßt meist alle Schichten bis zur Mitte der Kugel. Sind die Kugeln dicht aneinander gelagert und sehr groß, so sind vor allem die Schichten zwischen den Kugeln gestaucht worden. Die Randschichten können scheinbar in die Kugel hineingehen. Ihre Karbonatzwischenlagen sind aber nicht in die Kugel hinein zu verfolgen. Sie hören vielmehr für alle Schichten am Rande der Kugel an einer glatten Kurve auf. Die hangenden Schichten sind oft ausgebogen und schmiegen sich in vereinfachter Form der Kugel an.

An einigen Stellen läßt sich beobachten, daß die Kugeln in einer Schicht gröbsten Perlanhydrites oder in einer helleren ungeschichteten Zone von Gips liegen, oder wenigstens im Hangenden von solch einer Zone begrenzt werden.

Die Entstehung dieser Alabasterkugeln ist außerordentlich schwer zu deuten. Zunächst sind alle Überlegungen auszuscheiden, welche die Entstehung der Kugeln mit der Umwandlung von Anhydrit in Gips in Zusammenhang bringen; überhaupt ist eine Entstehung der Kugeln n a c h der Diagnese unwahrscheinlich. Ihr Vorkommen in ungestörtem Gips und ihre paläogeographisch wohlbegrenzte Verbreitung lassen solche Erklärungen nicht zu.

Für die Deutung erscheint es mir wichtig, daß die rein weiße Ausbildung des Gipses bzw. Anhydrites der Kugeln dem umgebenden feinschichtigen Sediment fremd ist. Dagegen treten solche Gesteine in der Richtung auf die weiter unten näher beschriebenen Schwellen auf. Man könnte also dort den Herkunftsort der Kugeln suchen.

Von dort müßten sie auf irgendeine Weise um 1 bis 3 km nach dem Beckeninneren zu gebracht worden sein. Einschwemmung durch größere Stürme oder durch Strömung schließt das feinschichtige Sediment der Umgebung aus. Auch dürften unter Wasser die Kräfte für den Transport von Kugeln bis über ¼ cbm Größe nicht vorhanden sein. Eine andere Transportmöglichkeit stellen im Gebiete hoher Salzkonzentrationen schwimmende Salzschollen dar, wie man sie von vielen Salzseen kennt. Es muß in diesem Fall am Boden nicht unbedingt Salz abgeschieden werden, da an der Oberfläche infolge Verdunstung weit höhere Laugenkonzentrationen erreicht werden können als am Boden. Solche Salzschollen, die auf den Schotts und in der persischen Salzwüste ganze Karawanen zu tragen vermögen, können die Alabasterkugeln ohne weiteres aufnehmen.

Wahrscheinlicher als ein Transport von den Rändern des Beckens ist es, daß die Knollen erst in oder an der Salzscholle nach Art der Konkretionen

entstanden, wie sie Wetzel aus der Wüste Atakama beschreibt. Sie mögen als Anhydrit gebildet sein, da an der Oberfläche bei Vorhandensein von ausgeschiedenem Salz die Bedingungen für die Bildung von Anhydrit gegeben sind. In diesem Zusammenhang erscheint die begrenzte Größe der Kugeln bedeutsam. Die Schollen verfielen in der Grenzzone von stillem zu bewegtem Wasser, in der die Kugeln immer aufzutreten pflegen, der Zerstörung und die Kugeln sanken dabei zu Boden. Hierbei drückten sie sich in den noch nicht verfestigten gipsigen, also leichteren Untergrund ein. Begleitet mag solch ein Absinken von einem Regen feiner Teilchen von Calciumsulfat sein, die jetzt die netzförmig gezeichneten Begleitschichten bilden.

Diese Hypothese scheint alle Beobachtungen an den Alabasterkugeln voll zu erklären. Die gröbere innere Struktur der Kugeln und ihre größere Reinheit weist auf die anderen Bildungsbedingungen. Die Einbiegung der Schichten, das Abreißen der Nebenschichten und der Eindruck, als ob es sich um einen Aschentuff handelt, der durch die Sedimentation der festen Kugeln von oben gegeben ist, und schließlich manch andere Erscheinung in der Umgebung der Kugeln finden so ihre Erklärung. Durch die Umsetzung der anhydritischen Kugeln in Gips findet Aufbiegung und Faltung im Hangenden eine gute Erklärung[4]).

Ich bin mir bei der Aufstellung der obigen Hypothese völlig bewußt, daß sie auf einer Reihe unbewiesener Prämissen beruht.

Sie scheint mir aber noch am besten auf alle Erscheinungen zu passen. Man könnte noch daran denken, daß die Kugeln ursprünglich eine von der Umgebung abweichende Beschaffenheit besaßen, etwa aus Salz oder Boraten bestanden. So bildet Pandermit bei Sultan Tschair ähnliche Knollen im Gips. Schlüter (1928) konnte für die Knollen eine Einschwemmung aus den Randgebieten nachweisen. (Allothigener Pandermit). Neben den Knollen treten Bänke im Gips auf, die als primäre Lagerstätte aufgefaßt werden. (Autigener Pandermit.) Auch diese Erklärung würde also letzten Endes zu ähnlichen Bedingungen wie oben ausgeführt hinführen. Ferner könnte man an konkretionäre Bildungen denken; ein Anlaß zur Bildung von Calciumsulfatkonkretionen im Calciumsulfat ist aber wohl kaum zu finden.

Ich möchte hier noch bemerken, daß in Gipsen verwandte Erscheinungen tektonisch entstehen können. So steht bei Hundelshausen südlich Witzenhausen an der Werra über tektonisch stark gefaltetem Älteren Gips unter einer Überschiebung eine graue Gipsbreccie, in der kugelförmige weiße Gipse auftreten. Die ganzen Begleitgefüge sind aber so verschieden von den von mir am Harz beobachteten, daß man dieselbe Entstehung für beide Vorkommen mit Sicherheit ausschließen kann.

4. Der Gekrösegips

Der Gekrösegips ist eine der am längsten bekannten Texturen des Gipses. Einzelne, meist etwas mächtigere Schichten in feinschichtigem Gestein sind zu engen Fältchen, Mäandern und unregelmäßigen Schlangen zusammengelegt. Die Falten zeigen oft keine wesentliche Verdickung der Umbiegungsstellen. Die Falten können so eng zusammenliegen, daß die Randschichten nur als papierdünner Streifen zwischen den Falten erhalten sind (vgl. Abb. 1). Oft kann man die Faltung nur noch an der Oberkante erkennen, die wohl gerundete Arkaden zeigt. Der untere Teil der Bank wird in solchen Fällen

[4]) Die Aufbiegung der Schichten im Hangenden einer Kugel könnte allein durch Sedimentation auf ungleichem Untergrund gebildet sein. Im Steinheimer Becken z. B. wölben sich die Schichten der Sande über abgerutschten Blöcken des Quellsinters zu einem atektonischen Sattel auf.

gerade abgeschnitten und erscheint völlig einheitlich. Die gefaltete Schicht wird im Liegenden und Hangenden immer von parallel durchstreichenden Schichten unter- bzw. überlagert. Sind mehrere Schichten übereinandergefaltet, so begleiten dünnere Lagen mächtiger ausgebildete im gleichen Faltenverlauf. Gleichmächtige Schichten pflegen voneinander unabhängig gefältelt zu sein, wenn nur ein einigermaßen mächtiges Zwischenmittel vorhanden ist, welches die Disharmonie auszugleichen imstande ist.

Das Ausmaß der Falten ist gering. Die Faltenhöhe beträgt meist 0,5 bis 2 cm und erreicht nur in den seltensten Fällen 5 cm. Der Zusammenschub ist bedeutend. Es läßt sich oft eine Einengung auf $^1/_5$ der ursprünglichen Länge feststellen. Dagegen ist die streichende Erstreckung der gefälteten Zonen fast immer gering. Erreichen sie 5 m Länge, gehören sie schon zu den Seltenheiten, oft werden nur 10 bis 20 cm aus dem Sediment heraus zusammengestaucht. Dagegen kann man oft beobachten, daß die gleiche Schicht an einer anderen Stelle wieder gefältelt ist. Alle gefältelten Schichten zeichnen

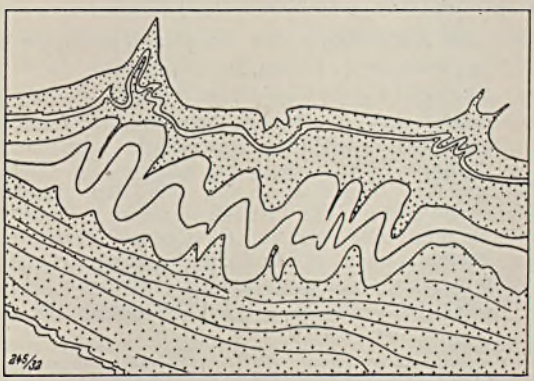


Abb. 1. Gekrösefältelung im Älteren Gips. Punktiert feinschichtiger Gips, oben und unten von hellgrauem, wolkig gezeichnetem Alabaster begrenzt. Weiß: heller Alabastergips. Höhe des Bildes: 7 cm. Meßtischbl. Nordhausen-Nord. Grad.Abt. 56 Nr. 27.

sich im Anhydrit durch gröberes Korn aus, ähnlich wie es die Alabasterkugeln haben.

Die „Vergenz" der Falten ist wechselnd. Stehende und Kofferfalten sind nicht selten. Andererseits finden sich einseitige Neigungen der Faltenachsen bis auf 10 bis 20°. In der Nähe der Alabasterkugeln ist dies besonders häufig. Die Faltenachsen bilden Tangenten zum Umfang der Kugeln. Überhaupt sind in vielen Steinbrüchen die Gekrösegipse auf die Umgebung der Alabasterkugeln beschränkt.

Meist werden die Gekrösegipse nach HEIM als typische Quellfalten erklärt. Diese Erklärung läßt sich in keiner Weise halten. Die Gekrösetextur findet sich schon im Anhydrit, was als erster HAMMERSCHMIDT (1883 S. 248) beschrieben hat. Ich selber konnte sie im Mansfeldischen auf der 6. Sohle des Wolfschachtes im Querschlag feststellen (vgl. Tafel 33, Fig. 4). Daß keine Quellfalten vorliegen, wird noch ausführlich weiter unten zu erörtern sein.

Wahrscheinlich handelt es sich bei den Gekrösegipsen um diagenetische oder noch ältere Gebilde. Sie können wenigstens teilweise im Zusammenhang mit den Alabasterkugeln gebildet sein. Aus der Betrachtung der Faltenbilder ge-

winnt man den Eindruck, daß die gefältelten Schichten ehemals viel beweglicher waren als ihre Umgebung und deshalb auch auf Druckgefälle leichter reagierten. Sie könnten früher aus einem anderen Mineral bestanden haben oder in einem anderen diagenetischen Zustand gewesen sein.

Ich möchte annehmen, daß die Schichten in stärkerem Maße mit Salz und Lauge durchsetzt waren, als ihre Umgebung und deshalb noch nicht verfestigt, als das Hangende und Liegende schon erhärtet war. Man könnte sich auch vorstellen, daß gerade diese Schichten noch als Kolloide vorlagen; bei der ungewöhnlichen Kristallisationskraft von Gips und Anhydrit ist dies aber unwahrscheinlich. Auch ist das Kolloid des Calciumsulfat noch niemals einwandfrei nachgewiesen worden, obwohl manche Erscheinungen auf seine Existenz hinzudeuten scheinen (Traube 1919). Ist ein solcher Wechsel zwischen harten und weichen Lagen im Sediment vorhanden, kann schon eine kleine Ursache Fältelungen erzeugen. So scheint das Eindringen der Alabasterkugeln vielleicht auch ihre „Quellung", schon Fältelung bewirkt zu haben. Groß brauchten die Kräfte nicht zu sein, da kein Belastungsdruck hemmend wirkt. Bei anderen Vorkommen mag etwas schräge Ablagerung eine Gleitung im Sediment veranlaßt haben. Es konnte ferner mehrfach beobachtet werden, wie plötzlich anschwellende weiße Schichten von Gips ihrerseits wieder die Grenzzonen zum feinschichtigen Sediment aufgefaltet haben. Auch hier mögen Rutschungen zur Erklärung herangezogen werden (vgl. Taf. 32, Fig. 3).

Manche Faltenbilder erinnern lebhaft an die von Hahn (1913) als untermeerische Gleitung beschriebenen Formen. Allerdings sind hier die Mengen der gerutschten Massen wesentlich größer. Im Muschelkalk finden sich ebenfalls nicht selten ähnliche Formen in Süddeutschland. Nevin (1931) hat neuerdings die Gekrösefalten gleichfalls ähnlich erklärt.

Zusammenfassung

Die Anhydritsedimente des Zechsteins sind wahrscheinlich ursprünglich als Gips abgesetzt worden und diagenetisch durch Laugen in Anhydrite umgesetzt worden. Spuren dieses ersten Vorganges sind mit Sicherheit nicht zu erweisen.

Im stillen Wasser werden in den Anfängen der Gipsausscheidung, wie sie uns in den Anhydriten des Mittleren Zechstein vorliegen, feinschichtige Wechsellagerungen von hauchdünnen Karbonat- und Sulfatlagen wechselnder Mächtigkeit abgeschieden. Mehr randlich in bewegtem Wasser bildeten sich Sedimente mit einer unregelmäßigen Flaserschichtung, die auf häufige Um- und Aufarbeitung der Sedimente hindeutet. Ganz reine Gipse (bzw. Anhydrite) finden sich häufig an den äußersten Rändern, vielleicht eine Folge des intensiven Karbonatverbrauches in der näheren Nachbarschaft.

Recht häufig treten in Anhydrit und Gips Breccienschichten auf, die auf Zerbrechen fester Bänke und ihre Gleitung in einem Calciumsulfatbrei zurückgeführt werden.

Schwer und nicht befriedigend ist die Entstehung der Alabasterkugeln zu erklären. Schwimmender Transport in Salzschollen bis zum endgültigen Sedimentationsort scheint mir wahrscheinlich.

Die Gekrösegipse sind nicht auf Quellfaltung bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips, sondern wahrscheinlich auf Gleitung im Sediment während der Diagenese zurückzuführen.

3. Stratigraphie und Palaeographie

Seit der Kartierung Beyrich's am Harzrand sind die großen Faziesdifferenzen im Mittleren Zechstein bekannt. Bei Scharzfeld und Lauterberg treten mächtige Dolomite zum Teil sogar als Riffe auf. Gipse fehlen ursprünglich.

Daran schließt sich eine Zone, in der mächtige Gipslager von Zechsteindolomit[5]) überlagert werden. Dieser wird jenseits des Behretales an der Linie Osterode—Nordhausen von Stinkschiefer vertreten. Zechsteindolomit tritt wieder in den Westausläufern des Kyffhäuser auf. BEYRICH legte seiner Kartierung folgende, im wesentlichen heute noch gültige Einteilung zugrunde:

Oberer Zechstein:
Letten und jüngere Gipse.

Mittlerer Zechstein:
Hauptdolomit oder Stinkschiefer.
Älterer Gips.

Unterer Zechstein:
Zechsteinkalk.
Kupferschiefer.
Zechsteinkonglomerat.

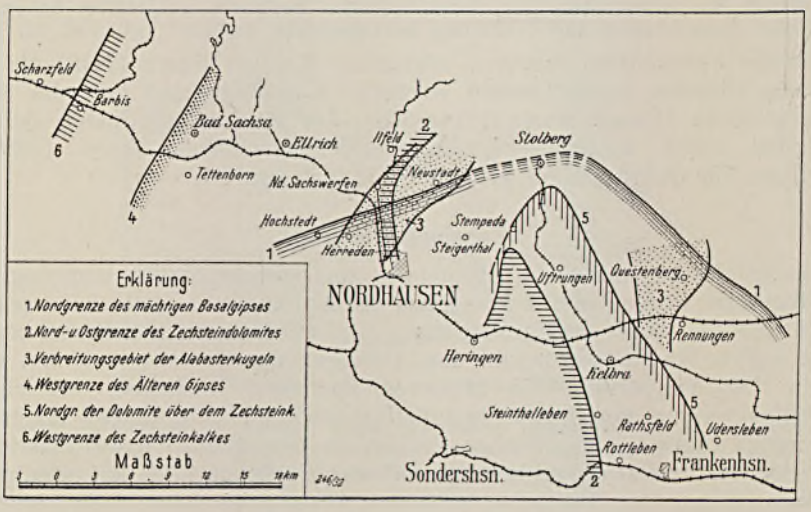


Abb. 2. Palaeogeographische Skizze.

1. Unterer und Mittlerer Zechstein

1. Unterer und Mittlerer Zechstein an der Oberharzschwelle

Bei näherer Untersuchung zeigen sich die Verhältnisse im einzelnen nicht ganz so einfach. Bei Scharzfeld sitzen mächtige Riffdolomiten unmittelbar auf dem alten Gebirge auf. An ihrer Basis führen die Dolomite gelegentlich Gerölle, was an der Basis des Zechsteins nicht zu verwundern ist (BRAUCH, 1923). Keine Spur einer liegenden plattigen Zone ist aufgeschlossen. Nach SCHRIEL (1932) findet sich an einer Stelle ein 3 m mächtiges Konglomerat, wohl die Ausfüllung einer alten Rinne. Östlich der Straße Barbis—Scharzfeld schalten sich an der Basis plattige Dolomite ein. Gleich östlich vom nördlichen Orts-

[5]) Es ist besser von Zechsteindolomit als wie sonst üblich von Hauptdolomit zu reden, da letztere Bezeichnung für eine Facies der Alpinen Oberen Trias schon länger gebraucht wird.

ausgang von Barbis sind sie in 2 m Mächtigkeit zwischen dem alten Gebirge und dem Riffdolomit aufgeschlossen (vgl. Taf. 36, Profil a—b).

Bei Lauterberg, an der Straße nach Osterhagen, ist die plattige Zone in fast 12 m Mächtigkeit ununterbrochen zu beobachten. Die plattigen Gesteine sind rein graue oder dunkle Kalke und müssen als Zechsteinkalk aufgefaßt werden. Bemerkenswert erscheint die große Mächtigkeit und die teilweise schwach dolomitische Ausbildung. Im Stück zwischen Barbis und Lauterberg habe ich keine zusammenhängenden Aufschlüsse gesehen. Nichts widerspricht aber der Auffassung, daß schon der Zechsteinkalk bei Scharzfeld durch die Rifffazies vertreten wird (Taf. 36, c).

Weiter gegen Osterhagen und Steina treten die klotzigen Riffkalke immer mehr zurück. Oft ist schon hier ein großer Teil als plattiger Kalk und plattiger Dolomit entwickelt. Die Begrenzung der Vorkommen nach oben ist schwer zu geben. Wahrscheinlich ragen sie nicht in den oberen Zechstein hinein. Sie erreichen nach SCHRIEL (1932) bis zu 60 m Mächtigkeit.

Neue Glieder der Schichtfolge stellen sich am Römerstein bei Tettenborn ein. Hier liegt unter dem Riffdolomit des Römersteins ein geringmächtiger weißer Gips ohne besondere Struktur. Er wird vom Unteren Zechstein in der normalen Gliederung als Zechsteinkalk, Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat unterlagert. Allerdings scheinen die oberen Teile des Kalkes noch etwas dolomitisch entwickelt zu sein. Die beiden unteren Glieder stellen sich von Lauterberg an allmählich, wenn auch zunächst noch mit einigen Unterbrechungen, ein. Da mit dem Auftreten des Gipses auch die Mächtigkeit der Dolomite abnimmt, so möchte ich annehmen, daß auch die Gipse wenigstens teilweise durch den Dolomit der Oberharzschwelle vertreten werden (Taf. 36, d).

Sehr ungewöhnlich wäre diese Erscheinung nicht, konnte doch LOTZE (1929) eine Verzahnung von randlichem Dolomit mit Gipsen des Beckeninneren im Tertiär von Calatayud in Spanien feststellen. Auch sonst fehlen in der Literatur Angaben für solche Verzahnung nicht. Das beste Beispiel bietet ja der Hauptanhydrit im Oberen Zechstein, der sich nach ZIMMERMANN (1913) mit dem Plattendolomit verzahnt. Künstlich konnte diese Paragenese von KÖHLER (1928) hergestellt werden.

Die Erklärung dieser Erscheinung ist für die weit im Innern des Zechsteinbeckens gelegene Vorkommen nicht leicht. Bei randlichen Partien dürfte Laugenverdünnung durch zuströmendes Süßwasser die Hauptrolle spielen. Für die Dolomitvorkommen am Südharz muß man wohl an Süßwasserströmungen denken, die sich an den Untiefen stauten. Auch mögen kleine Inseln und Regenzonen Einfluß gehabt haben.

2. Unterer und Mittlerer Zechstein zwischen Sachsa und Niedersachswerfen

Im Prinzip bleiben die Verhältnisse bis in die Gegend von Niedersachswerfen gleich. Lediglich werden die reinen Gipse der Randzonen mit geringerer Vorzeichnung nach Osten zu immer dunkler und schichtiger. Dolomitreiche Schnüre stellen sich in immer stärkerem Maße ein. Breccienhorizonte finden sich schon in der Gegend von Tettenborn. Ein ganzer Teil des Profils ist bei Ellrich in Flaserschichtung entwickelt. Die einzelnen Flasern von Karbonat sind noch weit voneinander getrennt und zeigen in sich die netzartige Struktur des Perlanhydrites, nicht ausgesprochene Feinschichtung (Taf. 36, e-g).

Auf der Strecke Ellrich—Niedersachswerfen stellt sich allmählich Feinschichtung im Gips ein. Vor allen Dingen in den oberen Teilen ist sie bei Niedersachswerfen selbst gar nicht selten. In solch einer Zone finden sich

am hangenden Teil des Kohnsteins und in einem Tälchen bei einer Quelle westlich vom Sattelkopf bei Hörningen Alabasterkugeln. Bemerkenswert ist, daß in dem längsten Stollen im Steinbruch des Leunawerkes bei Niedersachswerfen schon Reste des ältesten Steinsalzes gefunden wurden.

Der Dolomit ist in diesem Gebiete teils plattig, teils als Riffazies entwickelt. Irgendwelche größere Zusammenhänge scheinen aus der Verbreitung der beiden Fazies nicht erschlossen werden zu können. Ihre Verfolgung und Abgrenzung wird durch Verstürzung über dem Gips sehr erschwert. Die Dolomite sind in dieser Zone vor allem an der Grenze zum Stinkschiefer sehr fossilreich (Brachiopoden, Gastropoden und Lamellibranchiaten). Die Mächtigkeit der Dolomite nimmt von Westen nach Osten dauernd ab. Sie erreicht bei Niedersachswerfen knapp 20 m. In der Bohrung Hochstedt wurden sie mit 15 m angetroffen. Die Gipse nehmen dementsprechend an Mächtigkeit zu. Bei Niedersachswerfen werden sie in 135 m Abbauhöhe gewonnen. In der Bohrung Hochstedt wurden sogar 250 m älterer Gips und Anhydrit erbohrt. Ob hier anormale Verhältnisse, Störungen oder steilere Schichtstellung vorliegen, kann nicht gesagt werden. Da der Dolomit nur 15 m erreicht, können wenigstens in diesem Horizont die Schichten nur dann steil stehen, wenn eine Störung vorliegt. Die Annahme steileren Einfallens wird durch die Aufwölbung nahegelegt, die den Zechstein in so geringe Tiefen unter dem Unteren Buntsandstein heraufbringen muß.

Die Entwicklung des Unteren Zechsteins ist durchaus normal und durch nichts Bemerkenswertes ausgezeichnet.

3. Das Steigertaler Becken

Jenseits des Behretales ändert sich Ausbildung des Mittleren Zechstein rasch. Die Gipse werden äußerst feinschichtig; die Breccienzonen, die am Kohnstein bei Niedersachswerfen in den liegenden Teilen besonders häufig waren, treten ganz zurück. Flaserschichtung wird wenigstens für die höheren Teile zur Seltenheit. In die feinschichtigen Gipse schalten sich in einer paläogeographisch wohlbegrenzten Zone die Alabasterkugeln ein (vgl. die Kartenskizze Abb. 2, Seite 30). Östlich der Linie Neustadt—Rüdigsdorf und westlich der Linie Ilfeld — Herreden gehören sie zu den Seltenheiten. Wenn die im vorigen Teil angeführte Erklärung richtig ist, so ist diese Begrenzung ganz erklärlich. An die Umarbeitungszonen fügen sich Gebiete mit Feinschichtung, in die gelegentlich Massen hineintransportiert werden können. Weiter in das Becken hinein müssen Einschwemmungen fehlen. Andererseits konnten sich die Salzschollen nur in ruhigem Wasser bilden. An der Grenze zum bewegten Wasser mußten sie zerstört werden. In der Gegend von Steigertal sind die Gipse fast durch das ganze Profil vollkommen ebenschichtig ausgebildet. Die Schichtung wird durch ein bitumenreiches Karbonat vorgezeichnet. In dieser Gegend waren die Sedimentationsbedingungen am ruhigsten. Unterbrochen wird die Feinschichtung nur selten durch eine weiße Bank, wie sie wohl nirgends ganz fehlt.

Gegen den Harz zu, in geringem Maße nach Osten und vor allen Dingen Westen werden die Ablagerungsbedingungen rasch andere. Bei der Dorfstelle Tütcherode finden sich zwei Horizonte mit Alabasterkugeln. Auch Flaserschichtung fehlt hier nicht ganz. Bei Harzungen nimmt sie schon größere Mächtigkeiten ein.

Im allgemeinen dürfte in diesem Gebiete die Gipsmächtigkeit geringer sein. Allerdings erlaubt kein Profil eine exakte Bestimmung. 100 m dürften aber sicher erreicht werden. Die tieferen Teile scheinen etwas andere Sedimentationsbedingungen gehabt zu haben als die Hangenden. Ob ein scharfer Schnitt, wie er in der Mansfelder Mulde mit dem Ältesten Salz einsetzt, vorhanden ist, muß unsicher bleiben, hat aber einige Wahrscheinlichkeit für sich.

Über den Gipsen liegt hier ganz allgemein Stinkschiefer. Dies ist ein dünnplattiger, ebenschichtiger Kalk mit hohem Bitumengehalt. Foraminiferen finden sich in Bruchstücken fast in jedem Schliff (1122/31, 1123/31). Dieser feinschichtige Kalk dürfte das Mutterlager des Erdöls von Volkenroda sein. Wichtig ist, daß Volkenroda an der Grenze Stinkschiefer-Dolomit liegt.

Die Schichtigkeit des Gesteins wird durch Einschaltung schmaler Gips- (Anhydrit?-) Bänkchen oder Dolomit-Kalkwechsellagerung hervorgerufen. Der Stinkschiefer geht ganz langsam aus den liegenden Gipsen hervor. Die karbonatischen Einkornlagen treten enger zusammen; die diffusen Mehrkornlagen schließen sich zu kleinen Kalkbänken zusammen. Die Gipsmittel nehmen an Mächtigkeit ab. Aus einem karbonathaltigen Gips wird ein gipsführender Kalk; schließlich stellen sich geschlossene Kalkbänke ein. Die größte beobachtete Plattenmächtigkeit des Kalkes betrug 5 cm[6]). Die gesamte Kalklage ist recht verschieden dick. Östlich von Rüdigsdorf wurden ca. 1 m als geringste Mächtigkeit, bei Steigertal mehr als 9 m als größte Mächtigkeit beobachtet. Die Kalke verzahnen sich wahrscheinlich seitlich mit den Gipsen. Das braucht keinerlei Hindernis für das Fortkommen von Foraminiferen zu sein. Fand doch Udden (1915) in schichtigem Gips Foraminiferen der Unteren Kreide.

Die Faziesgrenze der Stinkschiefer gegen den Zechstein-Dolomit läuft ungefähr von der Mitte der Straße Ilfeld—Osterode über den Hasenwinkel, den Johannisberg bei Niedersachswerfen, wo die Unterlagerung durch Dolomit gut aufgeschlossen ist, nach Grimderode. Am Johannisberg wird der oberste Teil des Gipses dem Stinkschiefer durch reichliche Karbonatführung sehr ähnlich. Rein paläogeographisch ist der Wechsel der Fazies durch das Aneinandergrenzen von Stillwasser im Osten an bewegtes Wasser im Westen hervorgerufen. Auf der einen Seite Feinschichtung und Plankton (Foraminiferen!), auf der anderen Seite grobe Flaserbankung, Riffe und Benthos. Wie oben ausgeführt, deckt sich diese Erscheinung mit den Beobachtungen im Gips.

4. Die Kyffhäuser-Schwelle

Mannigfaltiger ist die Fazies des Unteren und Mittleren Zechsteins im Ostteil des Blattes Stolberg und im Westen des Kyffhäusers.

Das Zechsteinkonglomerat fehlt örtlich am Kyffhäuser. Schon dies könnte auf eine alte Schwelle hindeuten. Der Zechsteinkalk ist am westlichen Kyffhäuser stark mergelig; weiche Mergel wechseln mit reinen grauen Kalken. Fossilien sind nicht selten. Vom eigentlichen 4—7 m mächtigen Zechsteinkalk muß in der Gegend südost von Frankenhausen bis nach Steintalleben eine obere dolomitische Partie abgetrennt werden. Bei der Straßenkehre an den Schweinsköpfen der Straße Ratsfeld—Frankenhausen wird der Zechsteinkalk

[6]) Im Gelände ist die Abgrenzung Stinkschiefer gegen Gips nicht ganz exakt durchzuführen, da der Gips zwischen den Karbonatlagen gelöst wird und diese als Platten übrig bleiben. So werden größere Mächtigkeiten vorgetäuscht.

von mehreren Metern klotziger Dolomite bedeckt. Auf den Abhängen finden sich in dem auf Blatt Frankenhausen als y 1 dargestellten Gebiet nur Dolomite. Sie sind teilweise von bankiger und klotziger Ausbildung und können schon deshalb nicht von der Auslaugung der Gipse herstammen. Völlige Klarheit über diese Dolomite bringt der große Sandsteinbruch nördlich von Rottleben. Hier folgt über Zechsteinkonglomerat Kupferschiefer und über 4 m unten geschlossenem, oben mit Mergel wechsellagerndem Zechsteinkalk zunächst 1 m Mergel und Dolomit; die Dolomite schließen sich nach oben zu ca. 4 m klotzigem Dolomit zusammen, dessen Grenze gegen den Gips unscharf ist. Er wird allmählich plattiger und enthält ei- bis faustgroße Gipsknauern. Sie sind vor allem parallel der Schichtung von Fasergipsschnüren durchzogen. Höher hinauf schalten sich geschlossene Gipsbänke ein. Aber noch ca. 7 m über dem klotzigen Dolomit finden sich Dolomitbänke. An der sehr steilen und brüchigen Wand sind genaue Messungen nicht anzustellen. Man kann nur schwer an die höchsten Schichten herankommen.

Es liegt zunächst nahe, diese Dolomiten noch zum Unteren Zechstein zu rechnen. Da sie aber am Kyffhäuser ziemliche Mächtigkeit besitzen und von Zechsteinkalk in normaler Mächtigkeit unterlagert werden, so ist es mir wahrscheinlich, daß sie schon zum Mittleren Zechstein gehören und sich seitlich mit den Gipsen verzahnen. Die gleiche Deutung gibt STILLE (1930, S. 57 ff.) allerdings wesentlich mächtiger ausgebildeten Dolomiten zwischen Zechsteinkalk und Älterem Anhydrit. Bemerkenswert ist die gleiche Faziesausbildung der Dolomite in den Profilen bei Pyrmont und am Kyffhäuser. Demnach haben wir es am Kyffhäuser mit einer ungewöhnlichen Entwicklung der Grenzschichten zu tun. Nach dem Auftreten der Dolomite muß man auf eine ähnliche Schwelle schließen wie bei Scharzfeld. Die Fortsetzung dieser Entwicklung nach Norden ist nicht völlig klar. Ich möchte sie in dem sehr mächtigen Zechsteinkalk der Ostseite von Blatt Stolberg suchen, der nach DAHLGRÜN (1932) bis zu 12 m mächtig wird. Seine hangenden Teile können dolomitisch entwickelt sein. Auf Blatt Kelbra ist nahe der Blattgrenze von SCHRIEL (1926) auch noch eine Partie y 1 ausgeschieden worden. Leider geben die schlechten Aufschlüsse hier keine völlige Klarheit, ob es sich um ähnliche Erscheinungen wie bei Rottleben handelt. Für wahrscheinlich möchte ich dies halten. Die Kyffhäuserschwelle streicht also ungefähr parallel der Verbindung Rottleben—Uftrungen. Das Streichen ist nahezu varistisch.

Wichtig ist, daß sich für den oberen Teil des Mittleren Zechsteins eine ähnlich gelagerte, aber etwas nach Westen verschobene Achse ergibt. Südlich der Numburg wird der recht mächtige Stinkschiefer noch von Zechsteindolomit unterlagert. Zunächst war es mir einleuchtend, diese Faziesgrenze mit der schon beschriebenen auf Blatt Nordhausen-Nord zu verbinden. Die sanfte Biegung der letzten Grenze gegen den Kyffhäuser schien dafür zu sprechen. Man käme so zu einem herzynischen Streichen der Dolomitgrenze. Im Süden würden sich bei Sondershausen wieder Stinkschiefer einstellen. Weitere Begehungen zeigten aber, daß im Alten Stolberg an der neuen Wegegabel zwischen Königskopf und Steigertal ein ganz ähnliches Profil vorhanden ist. Unter mehr als 2 m Stinkschiefer waren mehr als ca. 4—5 m plattige, weiß anwitternde Dolomite aufgeschlossen. Es ist wahrscheinlich richtiger, die Vorkommen südlich der Numburg und im Alten Stolberg zu verbinden. Wir bekommen so eine nach Norden vorspringende Zunge von Dolomit; der Stinkschiefer bildet ein Sonderbecken bei Steigertal. Wie die Fortsetzung der Grenze nach Süden

ist, muß bei dem Fehlen von Bohrungen in dem Stück zwischen Sondershausen und dem Harze unsicher bleiben.

Nicht ganz so klar liegen die Verhältnisse für die Gipse. Bei Stempeda sind Aufarbeitungszonen und Breccien vorhanden. Von hier bis nach Steigertal liegen mir kaum Beobachtungen vor. Doch scheinen, wenn auch nur in schmaler Zone, Alabasterkugeln vorhanden zu sein. Auf der Ostseite der Schwelle sind die Aufschlüsse gleichfalls nicht befriedigend. Erst bei Questenberg ist Älterer Gips wieder in größerem Maße entblößt. Hier sind die oberen 50 m feingeschichtet in der Art des Perlanhydrites. Alabasterkugeln treten in ziemlicher Mächtigkeit auf. Alles deutet auf die Randzone einer Schwelle wie bei Niedersachswerfen—Ilfeld hin. Die tieferen Gipsschichten zeigen, wie meist in der Mansfelder Mulde eine ziemlich grobe Flaserschichtung. In einer Bohrung nördlich von Bennungen sind nach der Bearbeitung von Geh.-Rat Zimmermann, die er mir freundlicherweise zur Verfügung stellte, alle Gipse des Mittleren Zechsteins feingeschichtet (vgl. Taf. 36, m, o, p).

Am Kyffhäuser sind die Faziesverhältnisse bei Rottleben auch ziemlich unruhig. Weiter im Westen werden die Beobachtungsmöglichkeiten spärlich. Doch scheinen Aufarbeitungszonen und Breccienbildungen neben Feinschichtung vorhanden zu sein. Um Sicheres aussagen zu können, ist hier die Umkristallisation schon zu weit fortgeschritten.

5. Die Mansfelder Entwicklung

Jenseits der Kyffhäuser Schwelle fehlen größere zusammenhängende Aufschlüsse im Gips fast vollständig. Die Aufschlüsse bei Questenberg zeigen, wie schon erwähnt, vorwiegend Feinschichtung. Auch die Aufschlüsse im Winstkalktal bei Frankenhausen und bei Udersleben zeigen ähnliche Ausbildung. Wir gelangen hier also wieder in das Gebiet der Feinschichtung und der ruhigen Sedimentation.

Soweit man für das weitere Gebiet am Fuße des Ostharzes zum Vergleich die Schichtenfolge der Umgebung von Eisleben heranziehen darf, muß man mit folgender Entwicklung rechnen:

Unter dem geringmächtigen Stinkschiefer folgen 20—30 m feinschichtige Anhydrite. Diese werden unterlagert von 30—40 m vorwiegend flaserschichtigem Anhydrit. An der Grenze zwischen beiden liegt das Lager des Ältesten Steinsalzes (vgl. Taf. 34, Abb. 2). Auch wo dieses primär oder durch Auslaugung bzw. tektonische Verquetschung fehlt, kann man an dem Wechsel zwischen den beiden Arten der Schichtung das Niveau des Salzes einigermaßen festlegen. Zahlreiche, von Herrn Geheimrat Zimmermann genau bearbeitete Bohrungen bestätigen diese Ansicht.

Für den Zechsteinkalk ist nur bemerkenswert, daß er zwischen Haynrode und Obersdorf (Blatt Wippra; Grad-Abt. 56, Nr. 30) in den oberen Partien oolithisch ausgebildet ist. Der Stinkschiefer hat seine normale Mächtigkeit.

Zusammenfassung

Der Zechsteinkalk verzahnt sich bei Barbis und Lauterberg mit Riffdolomiten. Diese bilden auf der alten varistischen Schwelle eine Hochzone im Zechsteinmeer. Mit 5—6 m Mächtigkeit durchzieht der Zechsteinkalk im weiteren Fortstreichen die Blätter Ellrich, Nordhausen-Nord und den Westteil von Blatt Stolberg. Auf dem Ostteil von Stolberg schwillt er auf 12 m Mächtig-

keit an. Seine oberen Teile werden dolomitisch. Am westlichen Kyffhäuser erreichen die Dolomite bis zu 10 m Mächtigkeit und sind wahrscheinlich schon zum Mittleren Zechstein zu rechnen. Der eigentliche Zechsteinkalk ist sehr mergelig ausgebildet. Man kann darin eine Andeutung der alten varistischen Kyffhäuserschwelle sehen. Weiter nach Osten entspricht die Entwicklung des Unteren Zechsteins wieder der BEYRICH'schen Gliederung.

Die Gipse des Mittleren Zechsteins haben ihr zeitliches Äquivalent in dem unteren Teil der Dolomite von Scharzfeld. Gegen Niedersachswerfen nehmen sie an Mächtigkeit rasch zu, um weiter im Osten erneut ein wenig abzunehmen. Helle, reine Gipse treten im geschlossenen Profil im Mittleren Zechstein ostwärts nur bis Ellrich auf. Ihre Reinheit dürfte auf häufige Umarbeitung und Verbrauch des Karbonates zur Bildung der Riffdolomite zurückzuführen sein. Bis an das Behretal finden sich im Gips Flaserschichtung, Breccienbildung und größere subaquatische Rutschungen. Gegen Osten werden immer größere Mächtigkeiten von Alabasterkugeln eingenommen. Jenseits dieser Linie, die mit der Grenze Stinkschiefer—Dolomit zusammenfällt, wird der Gips karbonatischer und feinschichtiger; gleichzeitig findet eine Anreicherung des Bitumens statt, während die Alabasterkugeln zurücktreten. Bei Steigertal erreicht diese Entwicklung ihren Höhepunkt. In der Zone des Thyratals und am westlichen Kyffhäuser werden die Sedimentationsbedingungen wieder ungleichmäßig; wir kommen aus der Stillwasserfazies des Steigertaler Beckens wieder in eine Zone mit bewegtem Wasser. Flaserschichtung, Rutschungen, Breccienbildung und eine Zone mit Alabasterkugeln sind vorhanden. Östlich dieser Kyffhäuserschwelle findet sich wieder Stillwasser. Hat doch eine Bohrung bei Bennungen den gesamten Älteren Anhydrit feinschichtig angetroffen. Noch weiter östlich stellen sich die Verhältnisse der Mansfelder Mulde ein. Über dem Ältesten Steinsalz liegt feinschichtiger, unter ihm flaserschichtiger Anhydrit.

An der Obergrenze des Mittleren Zechsteins treten bei Tettenborn plattige dolomitische, fossilreiche Kalke auf. Sie verzahnen sich nach Westen mit den geschlossenen Riffdolomiten von Scharzfeld. Bis Niedersachswerfen bleiben sie die herrschende Fazies, nicht selten von Riffen durchsetzt. Eine Mächtigkeitsabnahme von West nach Ost ist merklich. Hart westlich des Behre-Zorgetals verzahnen sie sich mit Stinkschiefer. Dieser bituminöse Kalk mit Foraminiferen hat stark wechselnde Mächtigkeit zwischen 1 und + 10 m und verzahnt sich seitlich mit Gipsen. In der Grenzzone liegt er meist auf dem Dolomit. An der Linie Alter Stolberg—Numburg treten noch einmal im Liegenden des Stinkschiefer Dolomite auf, die zungenförmig nach Norden vorspringen. Sie deuten die alte Kyffhäuserschwelle an. Die Fortsetzung dieser Dolomitvorkommen nach Südwesten und ihr Anschluß an die Hauptmasse der Dolomite ist unsicher. Noch weiter im Osten ist nur Stinkschiefer vorhanden.

2. Der Obere Zechstein

Während das Profil des Unteren und Mittleren Zechsteins sich ohne große Schwierigkeiten mit den Profilen des Salzfolge vergleichen läßt, bereitet die Deutung des Auslaugungsprofils im Oberen Zechstein Schwierigkeiten. Die untenstehende Tabelle zeigt links das normale Salzprofil, wie es FULDA (1926) gegeben hat. Die über Tage erhaltungsfähigen Schichten sind gesperrt, daneben steht meine Deutung des Auslaugungsprofils.

Mansfeld		Südharz	Auslaugungsprofil am Südharz	
1 m	Grenzanhydrit	1 m		
	Oberes Jüngeres			
15 m	Steinsalz	15 m	Oberer Auslaugungs-	
1 m	Pegmatitanhydrit	1 m	horizont und gering-	
10 m	Roter Salzton	10 m	mächtige Letten	
	Mittleres und			
	Unteres Jüngeres			
70 m	Steinsalz	70 m		
40 m	Hauptanhydrit	40 m	Oberer jüngerer Gips	0—80 m
12 m	grauer Salzton	12 m	Letten mit Dolomit	5—10 m
1 m	Decksteinsalz	1 m	Unterer Auslaugungshorizont	
	Kalilager			
400 m	Älteres Steinsalz	15 m		
1 m	Basalanhydrit	15 m	Basalgips 30—100 m	
6 m	Stinkschiefer		Mittlerer Zechstein	
	Zechsteindolomit	30 m		

1. Basalanhydrit und untere Auslaugungszone

Stratigraphisch klar und eindeutig ist immer die Stellung des Gipses über den Mittleren Zechstein, den ich als Basalgips bezeichne. Er entspricht selbstverständlich dem Basalanhydrit. Er ist flaserschichtig, oft auch rein weiß, seltener brecciös. Seine wenigstens für die Hauptzone große Reinheit macht ihn zum gesuchten Ausgangsmaterial für die Herstellung von Stuckgips. Oft hindert allerdings seine grobschuppige Ausbildung eine Verwertung, da sich solcher Gips nicht fein genug mahlen läßt.

Seine Mächtigkeit ist westlich der Behre ganz allgemein auf 20—30 m anzugeben. In der Bohrung Hochstedt erreicht er aber schon 100 m. Die Zweifel an der einwandfreien Mächtigkeitsbestimmung dieses Profils habe ich schon weiter oben auseinandergesetzt (vgl. S. 668). Nach dem bedeutenden Flächenraum, den sein Ausgehendes im Ostteil des Blattes Nordhausen-Nord, auf Blatt Stolberg und Kelbra einnimmt, muß er dort große Mächtigkeit haben. Im Steinbruch der Firma Eulding & Mack am Totenweg bei Rottleberode erreicht er in klaren Aufschlüssen 60 m. Weiter im Osten von Hainrode nimmt seine Bedeutung rasch ab.

Bei Rüdigsdorf an der Dorfstelle Tütcherode und westlich Petersdorf wird in allen Steinbrüchen der Basalgips von einem bunten, rotweiß und grau gefärbten Gemenge von Ton, Fasergips und unreinem grobspätigem Gips überlagert. Das Gestein, welches außerordentlich zähe ist, trägt alle Zeichen sekundärer Entstehung. Ich sehe darin die völlig umkristallisierten Reste eines Salzlagers, im vorliegenden Falle die des Älteren Steinsalzes (vgl. Taf. 34, Fig. 1). Die anhydritischen und tonigen Beimengungen des Salzes sind zusammengesintert. Über dem Auslaugungshorizont folgen rote und graue Letten, die dem grauen Salzton entsprechen.

Bei Rottleberode in dem schon genannten Steinbruch am Totenweg ist zwischen dem hangenden Ton und dem Basalgips zunächst keine solch ausgesprochene Zone zu finden. Eine Reihe Schürfe und die Abraumstelle zeigen dies deutlich. Aber schon am Totenweg selber sind die grobspätigen Gipse, welche die Auslaugungszone kennzeichnen, mehrfach aufgeschlossen. Die Auslaugungszone bildet hier einen deutlichen Gehängeknick. Südlich Agnesdorf und östlich des Hohen Kopfes, östlich Questenberg, finden sich gleichfalls Aufschlüsse durch den Basalanhydrit und die untere Auslaugungszone.

Aus dem Stinkschiefer entwickelt sich der Basalgips ganz langsam. Die Karbonatlagen treten zurück, die Feinschichtung wird flaserig, schließlich ist oft schon 1 bis 2 m über dem Stinkschiefer der Gips rein weiß.

Die Grenze des Basalgipses zum Dolomit ist in allen Aufschlüssen, die ich besucht habe, verstürzt, so daß genaue Aussagen über ihre Beschaffenheit nicht möglich sind.

2. Grauer Salzton und Dolomit

Über Tage kenne ich nur ein Profil, welches die Letten vollständig aufgeschlossen zeigt, die dem grauen Salzton entsprechen. Am Totenweg bei Rottleberode war dieser Horizont durch Schürfungen bloßgelegt. Über einem fasergipsreichen Horizont wurden die Letten rasch rein und von tonschiefrigem Habitus. Zahlreiche Schnüre von roten Eisenglimmern durchzogen das Gestein. Nach ungefähr 6—7 m Mächtigkeit kam ein kompakter, zäher Dolomit mit Fossilspuren, der wohl eine Andeutung der Plattendolomitfazies ist. Die Mächtigkeit des Dolomites beträgt hier 1,25 m. Darüber folgen wieder Letten. Die Einzelheiten des Überganges zum Hauptanhydrit sind nicht erschürft.

Weitere Aufschlüsse zeigen im Hangenden des Basalgipses graue, seltener rötliche Letten mit Fasergipsschnüren. Die Mächtigkeit des Gesteins wechselt oft, dürfte aber selten 20 m überschreiten, wenn keine Gipsauslaugung hinzukommt.

Dolomite in ähnlicher Stellung wie am Totenweg sind nicht selten. Im Alten Stolberg erreichen diese Dolomite 4—5 m Mächtigkeit, sind grobbankig und führen viel Fossilien. Am häufigsten findet sich

Myalina hausmanni.

Auch östlich von Petersdorf liegen auf den Feldern größere Mengen von Dolomit im Lettenhorizont.

Es ist naheliegend, diese Dolomite als Plattendolomit anzusprechen. Nach E. ZIMMERMANN (1913) verzahnt sich dieser mit dem Hauptanhydrit; da das höherliegende Gipslager als Hauptanhydrit gedeutet werden muß, so bleibt es noch zweifelhaft, ob hier wirklich zeitliche Aequivalente des Plattendolomites vorliegen. Möglich wäre es, daß gelegentlich der liegende Teil Dolomit, der hangende Teil Anhydrit ist.

3. Hauptanhydrit und obere Auslaugungszone

Über dem Salzton soll im Normalprofil der Hauptanhydrit folgen. Er bildet den einzigen mächtigeren Anhydrit über dem Älteren Steinsalz. Wenn man berücksichtigt, daß das Ältere Steinsalz durch die Auslaugungsrückstände vertreten ist und die darüberliegenden Letten grauer Salzton sein müssen, so kann der Hauptanhydrit nur in dem Gipslager gesucht werden, welches auf den Spezialkarten an die Grenze zum Buntsandstein gelegt wird.

Es ist meist grobschuppiger, bis spätiger, oft sogar etwas rötlich gefärbter Gips. Meist ist er ganz frei von Karbonat. Größere Aufschlüsse in diesem Gipse sind selten, da er technisch schlecht verwertbar ist. Am besten zeigt ihn und sein Hangendes eine Reihe von Aufschlüssen am Wege von Agnesdorf nach Ditterichrode. Über einem weißen, ganz schwach flaserig schichtigen, grobschuppigen Gips legen sich in Schlotten weit hineingreifend rote Letten. Es sind die Vertreter des roten Salztones. Weiterhin bei einigen Apfelbäumen im Liegenden einer kleinen Grube, die Bröckelschiefer bloßlegt, folgen erst grauer spätiger Gips von geringer Mächtigkeit, dann rote und graue Marien-

glas- und Fasergipslagen, wie sie als Rückstand von Salzlagern schon beschrieben wurden. In dem grauen Gips ist wohl der Vertreter des Pegmatitanhydrites zu sehen. Der Grenzanhydrit konnte nicht erkannt werden.

Dies ist das weitaus klarste Profil dieser Zone; meist folgt gleich über dem Gips eine Andeutung der Auslaugungszone und dann Bröckelschiefer, der wohl schon zum Buntsandstein zu zählen ist. Bessere Aufschlüsse in dieser Zone mit ganz ähnlichen Verhältnissen wie oben beschrieben bietet auch eine Gipsgrube beim „r" von Crimderode (Blatt Nordhausen - Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27).

4. Zusammenfassung und Rückschlüsse auf die Entwicklung des Normalprofiles

Die Gipslager des Oberen Zechstein lassen sich auf den Hauptanhydrit und den Basalanhydrit zurückführen. Grauer und roter Salzton konnte gleichfalls erkannt werden. Die Horizonte des Älteren und Jüngeren Steinsalzes deuten sich durch Auslaugungszonen an, in denen ein zäher, äußerst grobspätiger und buntgefärbter Rückstandsgips auftritt. Die Mächtigkeit des Basalanhydrites ist in der Zone von Rüdigsdorf bis Hainrode ungewöhnlich groß. 60, ja selbst 100 m konnten festgestellt werden. Große Mächtigkeit findet sich auch am südlichen Kyffhäuser. Dies ist in breitestem Ausstrich die Zone der Kyffhäuser Achse, die sich ja im Mittleren Zechstein noch schwach andeutet. Die große Mächtigkeit des Basalanhydrites ist sicher nicht zufällig. Ein gewisser Zusammenhang mit dem Älteren Steinsalz muß vorhanden sein. Wie bei sehr mächtigen Dolomiten die anhydritische Entwicklung geringmächtig ist, so muß auch bei mächtigen Anhydriten die Salzfazies schwächer sein. Wir befinden uns hier am Rande der Zone, in der das Ältere Steinsalz geringmächtig entwickelt ist. Nach Stille (1930) zieht die Grenze des geringmächtigen Steinsalzes hart südlich des Kyffhäuser in herzynischer Richtung durch. Die große Mächtigkeit des Basalanhydrites legt den Gedanken nahe, daß in dieser Zone das Ältere Steinsalz gleichfalls nur schwach entwickelt ist. Die Grenze des geringmächtigen Steinsalzes müßte also eine Ausbuchtung nach Norden in der Gegend des Kyffhäuser zeigen, die wahrscheinlich den Harz nicht überschreitet; darin kann man den letzten völlig verwaschenen Rest der alten varistischen Kyffhäuserachse sehen.

Auch für den Hauptanhydrit könnte man aus seiner großen Mächtigkeit im Alten Stolberg auf eine Andeutung einer Schwellenfazies schließen. Die mehrfach auftretenden Dolomite können diese Ansicht bestätigen. Leider sind die Aufschlüsse zu spärlich und die Bohrergebnisse zu unsicher, um diese Behauptung in entscheidender Weise zu stützen oder zu widerlegen.

4. Die Vergipsung des Anhydrites und ihre Begleiterscheinungen

1. Allgemeine Überlegungen

Alle Anhydritlager werden in unserem Klima an der Oberfläche bekanntlich in Gips umgewandelt. Die Art der Umwandlung ist wenig näher untersucht. Die physikalisch-chemische Literatur befaßt sich vor allem mit den Vorgängen beim Gipsbrennen und evtl. beim Abbinden des Gipses. Beide Vorgänge haben in der Natur kein Äquivalent unter gleichen Bedingungen. Immerhin sind eine Reihe sicherer Daten bekannt.

Zwischen Calciumsulfat und Wasser gibt es dreierlei Verbindungen (JUNG, 1925, und LINK & JUNG, 1924).

Reiner Anhydrit ($CaSO_4$) kristallisiert rhombisch in würfelähnlichen Stücken. Diese werden von drei guten Spaltflächen umgeben. Nach JOHNSEN (1918) sind dies zugleich Translations- bzw. Schiebungsebenen verschiedener Wertigkeit.

Das Halbhydrat ($CaSO_4 + xH_2O$) entsteht beim Erhitzen von Gips, kann aber auch auf verschiedenen nassen Wegen gewonnen werden. Es gibt beim Erhitzen langsam sein Wasser ab, bis es schließlich wasserfrei wird. Keinerlei Knick zeichnet die Temperaturzeitkurve dieses Vorganges aus. Auch sind die DEBYE-SCHERRER-Diagramme des Halbhydrates und seiner wasserfreien Form, die bisher als wasserlösliche Modifikation des Anhydrites bezeichnet wurde (Bassanit?), die gleichen (JUNG, 1925).

Der Gips ($CaSO_4\ 2H_2O$) ist die an der Oberfläche in unserem Klima beständige Form des Calciumsulfates. Mit Sicherheit kann gesagt werden, daß bis zu 40° noch keine merkliche Abgabe des Wassers erfolgt. Nach den Kurven von LINK & JUNG (1924) liegt der Umwandlungspunkt zwischen Gips und Halbhydrat bei 90—100°[8]). Dies sagt aber nichts über die Temperatur aus, bis zu der herab die für den Geologen wichtige Umwandlung von Gips in Anhydrit stattfinden kann. Jedenfalls spielen auch Lösungsgenossen nach Untersuchungen, die beim Abbinden von Gips gemacht wurden, eine große Rolle. BUDNIKOFF (1928) stellte fest, daß schwache Säuren das Abbinden verlangsamen, starke es beschleunigen. Die Salze der ein- und zweiwertigen Metalle sollen sich verhalten wie ihre Säuren, Salze dreiwertiger Metalle verzögern das Abbinden fast immer. Nach Untersuchungen von RINNE (H. HENSCHEL & E. SCHIEBOLD, 1925, und VON ONORATO, 1930) zeigt der Feinbau von Anhydrit und Gips keine Beziehungen, die auf ein direktes Umspringen von einer Kristallform in die andere durch Aufnahme von Wasser hindeuten könnten. Andererseits wird der Gips beim Erhitzen langsam einachsig. Es findet dabei ein Umstellen der Kristallform statt, das aber scheinbar nicht in der Richtung auf Anhydrit verläuft.

Große Aufmerksamkeit wurde von jeher dem Volumenunterschiede zwischen Gips und Anhydrit zugewandt. Es tritt bei der Umsetzung von Anhydrit in Gips eine nicht unbeträchtliche Volumenvermehrung ein. Aus 1 cbm Anhydrit werden durch Wasseraufnahme 1,619 cbm Gips. Die lineare Ausdehnung bringt dabei eine Linie von 1 cm Länge auf 1,174 cm Länge (MOYE, 1906, S. 42). Die Ausdehnung ist also, linear gesehen, nicht so beträchtlich, wie man allgemein annimmt (61 % nach KROTOW, 1926, z. B.). Ob eine wesentliche Richtungsübertragung stattfinden kann, so daß aus einem allseitigen hydrostatischen Druck Streß wird, ist nicht nachgewiesen.

Wichtig ist auch die von MOYE (1906, S. 43) ausgeführte Überlegung, daß Druck die Anhydritbildung befördert, wenn das Wasser ungestört entweichen kann. So bilden sich vielfach in Gipsmörtelfugen an der Tagesoberfläche kleine Anhydritkristalle. Wird das Wasser festgehalten, so ist die Gipsbildung begünstigt, da Anhydrit und zwei Teile Wasser mehr Raum einnehmen, als

---

[8]) RAMSDALL & PARTRIDGE (1929) versuchen die Beziehungen der drei Mineralien im Diagramm darzustellen. Die Ergebnisse dieser Diagramme befriedigen aber noch wenig. Auch scheint die Versuchsreihe noch viel zu lückenhaft. Auf eine nähere Diskussion wurde hier verzichtet.

Gips. Allerdings scheint der Einfluß des Druckes hier gering zu sein. Nach nicht näher auseinandergesetzten Experimenten tritt erst bei 72 Atmosphären eine Erhöhung der Bildungstemperatur um 1° ein.

Den Kräften der Quellung werden teilweise große Wirkungen zugeschrieben. Bei der Umwandlung von 46 cbcm Anhydrit und 30 cbcm Wasser entwickeln sich 74 cbcm Gips. Hierbei werden 435 cal frei. Diese können in mechanische Arbeit umgesetzt werden (Abbeg, 1905, S. 133).

Auch Krotow (1926) denkt an sehr energische Veränderungen in der Lagerungsform der Schichten durch Quellung. Gipsknollen in Dolomite eingeschlossen sollen das Hangende aufgebogen, das Liegende eingedellt und den Schichtenverband zerrissen haben. Moye (1906, S. 73) erwähnt, daß Quarzkristalle im Gips der canarischen Inseln gesprengt wurden. Bei der sehr komplexen Natur dieser Anhydritlager ist aber bei diesem Schluß Vorsicht geboten. An größere Kräfte, die zur Entstehung von Gekrösegips führen, denkt auch Andrée (1914) bei unterkarbonischen Gipsen in Kanada.

Lindgren (1927) dagegen stellt den Vorgang mehr als eine metasomatische Umsetzung dar, bei der im großen das Gesetz vom gleichbleibenden Volumen gilt. Nur ganz geringe Drucke konnten überwunden werden. Sonst wurde der Volumenüberschuß an Calciumsulfat in Lösung weggeführt.

In großen Zügen finden sich mehrfach Schilderungen der Gips-Anhydritgrenze. Die Grenze ist meist scharf und setzt nicht oder nur wenig unter das Grundwasser hinab. Nach Newland (1927) würden hier allerdings die Gipslager der Salina-Formation des Staates New York eine Ausnahme machen, die allgemein bis in 100—300 m Tiefe umgewandelt sein sollen. Aber auch er erwähnt (S. 401), daß in tiefen Anschnitten oft Anhydrit auftritt, was für eine Ausbildung ähnlich wie bei uns spricht. Andrée (1914) gibt 18 m Gipstiefe an und nach Zawaritzky (1924) ergeben sich ähnliche Ausmaße für russische Vorkommen.

Als Ausnahme kann Gips noch in bedeutend größerer Tiefe gefunden werden. Ich erinnere an die Umgebung von Merseburg. Hier fand Fulda (1928) in Bohrungen noch Gipsschmitzen in 681 m Tiefe (Bohrung Daspig I); bis 400 m fanden sich geschlossene Gipslager im Oberen Zechstein. Keinesfalls ist die Hypothese von Newland (1927) und anderen Amerikanern zu halten, daß in ca. 300 m Tiefe die Existenzgrenze des Gipses erreicht ist. Beispiele von Gips in größerer Tiefe bringen schon die von Goldmann (1925) beschriebenen Bohrungen aus Texas. In all diesen Fällen reicht aber die Salzauslaugung auch ungewöhnlich tief und schafft damit anormale Bedingungen.

Im Südharz ist das äußere Bild der Anhydritgrenze recht verschieden. Einmal ist in einem Steinbruch die Grenze messerscharf; in wenigen Monaten kann der fortschreitende Abbau eine bis zu 10 m mächtige Zone bloßlegen, in der längs eines Netzwerkes von Klüften Gips entstanden ist. Ähnlich wie bei der Wollsackbildung der Granite umschließt der Gips noch nicht umgewandelte Partien von Anhydrit. In anderen Steinbrüchen, z. B. am Johannisberg bei Niedersachswerfen, ist die Grenze überhaupt nicht festzulegen. Erst der Schliff zeigt, daß hier eine ganz langsame Umsetzung von feinen Klüften und der Intergranulare aus erfolgt.

Die Tiefe, bis zu welcher der Gips vordringt, schwankt in einem gewissen Ausmaße. Bei Bergformen, die sich über die Täler und den infolge Verkarstung tiefliegenden Grundwasserspiegel erheben, liegt die Grenze gewöhnlich bei 15—25 m; als Seltenheit finden sich 35—40 m. Größere Gipsmächtigkeiten erklären sich durch Höhlenbildung, wobei die Gipsumwandlung gleichsam von

zwei Oberflächen aus einsetzt oder durch weitgehende Zerklüftung[9]). Die Tiefe der Umwandlung zeigt sich recht abhängig von der Oberflächenbedeckung. Unter Lößlehm, Letten und Ton erreicht der Gips geringere Tiefe als unter durchlässigen Schottern oder klüftigen Dolomiten; wo ihm jede Bedeckung seit langem fehlt, scheint auch die Umwandlung oft wenig weit fortgeschritten. Ähnliche Verhältnisse beobachtet NEWLAND (1927), welcher die beste Umwandlung unter Lößlehm fand oder ZAWARITZKY (1924, S. 975), der unter der transgredierenden Kreide Karsterscheinungen und Vergipsung feststellte. Andererseits beschreibt WALLACE (1914, S. 275) Blöcke von Anhydrit, die an der Felsoberfläche seit dem Diluvium? liegen und nur mit einem dünnen „film" von Gips überzogen sind.

Wie schon oben angedeutet, besteht eine gewisse Abhängigkeit der Gips-Anhydritgrenze vom Grundwasserspiegel. Wo man sie wie am Kohnstein bei Niedersachswerfen auf längere Erstreckung aufgeschlossen sieht, liegt die Nachbildung der Oberfläche mit abgeschwächten Formen klar auf der Hand. Die Grenze verläuft ähnlich wie der Grundwasserspiegel in feinem Diluvialsand. Wo die Aufschlüsse etwas in das Grundwasser hineingehen, stellt sich auch sofort Anhydrit ein. In einem weiten, mit Lehm erfüllten Trockentälchen an der Straße Walkenried—Neuhof steht Anhydrit unter einer 1 m starken Gipskruste 2,50 m unter Rasen an. Hier ist die Gipsbildung seit der gewiß sehr alten Lehmeinschwemmung nicht weiter fortgeschritten, weil die Wasserbewegung zu langsam war. An den Flanken des Tälchens reicht der Gips auch hier bis in die normale Tiefe hinab.

2. Beobachtungen an Dünnschliffen durch die Gipsanhydritgrenze

Um eine sichere Grundlage für die Deutung von Großgefügen an der Gips-Anhydritgrenze und im Gips zu schaffen, wurden Dünnschliffe aus der Grenzzone untersucht. Es zeigten sich dabei zwei Umwandlungstypen, die ich als Kluft- und Intergranularumwandlung bezeichnen möchte. Eine regelmäßige Verteilung der beiden Formen, etwa daß die Intergranularumwandlung nur im höheren Niveau eintritt, hat sich nicht feststellen lassen. Vielmehr finden sich beide Formen gelegentlich in einem Stück.

1. Kluftumwandlung

Eine Reihe von Schliffen zeigt, wie die Umwandlung von feinen Klüften und Haarrissen ausgeht. In die noch geschlossene Anhydritmasse hinein schieben sich feine Gänge von Gips. Die Gänge laufen meist der Oberfläche und der flachliegenden Schichtung mehr oder weniger parallel. Der Gips der Gänge ist deutlich Fasergips. Oft ist eine Trennungsfuge zwischen dem Fasergipsindividuen der beiden Seiten festzustellen. An ihr konnten in einem Fall Knickungen beobachtet werden, wie sie weiter unten beschrieben werden (vgl. Taf. 35, Fig. 1).

Der innere Aufbau des Anhydrites kann völlig zerstört werden. Aus oft recht grobem Anhydrit wird ein feinkörniges Gipsgemenge (390/31). Es ist durch zahlreiche flaserig bis parallel verlaufende Fasergipsgänge deutlich

[9]) Bei der Ermittlung der Umwandlungstiefen muß man die Bergform berücksichtigen, in welche der Steinbruch hineingetrieben wird. Da die Umwandlung von der Oberfläche ausgeht und die Gipsberge recht steil sind, kann man bei einem Vortrieb bis zu 30 m oft 60—70 und mehr m Abbauhöhe erreichen.

„schichtig". Die „Schichtung" läuft der Grenze Gips-Anhydrit parallel. Zwischen die Fasergipsgänge ist in ganz dünnen Bändern ein feines Haufwerk von Gips und größeren Karbonatmengen geschaltet, anscheinend die Reste der ehemaligen Anhydritwände zu den Fasergipsgängen.

Ein anderer Schliff zeigt Fasergipsklüfte mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung des Anhydrites, die durch Karbonatlagen, vornehmlich Dolomit, angedeutet ist (395/31). Bemerkenswerterweise setzen diese Dolomitbänder völlig ungestört durch die Fasergipsklüfte hindurch. Auch spießeckig schneidende Klüfte bringen keine Verstellung. Hier kann also die Umwandlung keinerlei merkliche Ausdehnung mit sich gebracht haben.

In einem Ausnahmefall scheint eine kleine Volumenvermehrung in den Gängen stattgefunden zu haben. Die Fasern brachen sich wie ein quellender Holzkeil selbst die Klüfte auf. Drucksuturen und undulöse Auslöschung im Anhydrit der Ränder erhärten diese Ansicht (400/31).

Richardsohn (1921, Fig. 3) bildet ein hübsches Beispiel der Kluftumwandlung ab. Erwähnt werden ähnliche Erscheinungen von Zawaritzky (1914, S. 976). Er beschreibt auch deutliche Stauchungserscheinungen an der Umwandlungsgrenze.

2. Intergranularumwandlung

Recht häufig findet sich die zweite Form der Umwandlung, die intergranulare. Die Grenze Gips-Anhydrit ist in solchen Fällen keine einfache Linie, sondern verläuft im Schliff völlig unregelmäßig. Einzelne Anhydritkörner finden sich noch weit von der zusammenhängenden Anhydritmasse. Diese Anhydritkörner schließen sich allmählich enger zusammen und schließlich gelangt man zu geschlossenen Komplexen. Die Intergranulare des Anhydrites ist oft noch eine Strecke weit hinein mit Gips gefüllt. Kaum ein Anhydritkorn berührt das andere. Zawaritzky (1924, Fig. 3, und Rogers, 1910, Fig. 1) bilden solche Erscheinungen ab, ohne sie grundsätzlich von der vorigen Art der Umwandlung zu trennen.

Die Umwandlung von der Intergranulare aus zeigt zwei verschiedene Formen. Am häufigsten bilden sich große Marienglasindividuen; sie umfassen viele Anhydritindividuen und erstrecken sich oft weit in die Intergranulare hinein. Die Umwandlung läuft, wie die korrodierten Ränder der eingeschlossenen Anhydrite und die Abnahme ihrer Größe und Zahl mit der Entfernung vom Anhydritrande zeigen, im Kristall weiter. Auch hier gelang es nicht, Spuren eines Umwandlungsdrucks zu finden. Ganz restlos scheint die Umwandlung dieser Einschlußanhydrite selten durchgeführt zu werden. Oft findet man noch völlig gradlinig begrenzte Individuen in diesen Marienglaskristallen. Auch das Auftreten von Anhydrit in gewissen Gipsporphyroblasten im Gips ist kaum anders zu deuten (vgl. Taf. 35, Fig. 2 und 4).

Im Schliff (400/31), der durch eine Anhydritfalte gelegt ist, kann man eine selektive Umwandlung des Anhydrites im Marienglas beobachten. In der Knickstelle ist die Falte zerrissen und durch sekundären Anhydrit verheilt. Nur dieser wird umgewandelt. Seine Korngröße beträgt das 5—10fache des primären Anhydrites. Infolgedessen dürfte seine Intergranulare weiter und der Umwandlung zugänglicher sein.

Da sich mehrfach Marienglas inmitten von Anhydrit findet, scheint dies ein frühes Stadium der Umwandlung zu sein. Schon Hammerschmidt (1883) beschreibt solche oft scharf begrenzten Marienglaskristalle.

Andere Schliffe zeigen eine Intergranularumwandlung, die in der Bildung feinkörnigen Gipses besteht. Diese Kleinkornumwandlung im Gegensatz zur Großkornumwandlung des vorigen Abschnittes scheint in einigen Fällen die jüngste Bildung der Umwandlung zu sein. So findet sie sich auf den Wänden zwischen den Fasergipsstellen bei der Kluftumwandlung (390/31 u. 395/31). Selbständig konnte ich sie nur in einen Schliff beobachten (1126/31). Mit der Großkornumwandlung zusammen findet sie sich als frühe Bildung im Schliff 400/31 (vgl. Taf. 35, Fig. 3).

Die Reihenfolge der Umwandlung vom ältesten beginnend, könnte mit der Großkornumwandlung anfangen, die sich oft schon ganz vereinzelt an tektonisch beanspruchten Stellen im Anhydrit findet. Begleitet wird sie von einer feinen Kluftumwandlung. Diese dürfte, je näher man der Tagesoberfläche kommt, um so mehr hervortreten. Die letzten Reste und Zwickel würden durch Feinkornumwandlung dem Gips gewonnen.

Es bleibt noch zu erörtern, wie die Umwandlung im einzelnen vor sich geht. Bezeichnend ist zunächst, daß sich nirgends eine Spur des Halbhydrates an den Rändern der Anhydrite gezeigt hat. Berücksichtigt man ferner, daß man oft keine Spuren der Volumausdehnung findet, in einigen Fällen diese sogar auszuschließen ist, so ist für mich ein direkter Umbau des Anhydrites in Gips, wobei Atom für Atom dem neuen Gitter eingefügt wird, recht unwahrscheinlich. Ich möchte eher an ein geringes in Lösung gehen des Anhydrites und einen sofortigen Neuabsatz als Gips denken. Der Überschuß von Calciumsulfat wird dabei in Lösung an günstigere Stellen geführt, wie es schon LINDGREN (1927) ausgeführt hat. Nur so können auch die Klüfte offen bleiben und das Wasser weiter im Gestein zirkulieren.

Zusammenfassung

Es lassen sich zwei Arten der Umwandlung von Gips in Anhydrit feststellen. Die eine geht von Klüften und feinen Haarrissen, die andere von der Intergranulare aus. Bei der letzteren kann man eine Großkorn- und eine Kleinkornumwandlung zunächst rein beschreibend unterscheiden. Bei allen Umwandlungen kann die ursprüngliche Anhydritstruktur zerstört werden. Die Textur kann völlig unversehrt erhalten bleiben, wird aber in anderen Fällen verwischt. Die Umwandlung geschieht wahrscheinlich über den Umweg der Lösung des Anhydrites und Neuabsatz von Gips.

3. Makroskopische Beobachtungen an der Grenze Gips-Anhydrit

Wie schon oben gezeigt wurde, finden sich alle Großgefüge des Anhydrites im Gips wieder. Die Umwandlung vollzieht sich in weitaus den meisten Fällen ohne jede Störung der Textur. Hier sei betont, daß die sogenannte Quellfaltung des Gipses nicht auf die Volumenvermehrung bei der Umwandlung zurückzuführen ist, wenn man von einigen Ausnahmefällen absieht. Die Quellfalten finden sich schon im Anhydrit und wurden schon von HAMMERSCHMIDT (1883, S. 248) aus ihm beschrieben. Mißt man den Zusammenschub an solchen Fältelungspartien, so gelangt man zu Maßen, die weit über die lineare Ausdehnung des Gipses, ja sogar über die 61 % der Gesamtausdehnung hinausgehen. Es wäre auch auffällig, wenn nur die dickeren Schichten so quellen würden, nicht aber die dazwischenliegenden feinen, die oft völlig ungestört zwi-

schen den Fältelungspartien liegen. Gleitfaltung im noch feuchten Sediment wurde oben als Erklärung angegeben.

Bestätigt wird die Ablehnung der Quellung als Ursache der Fältelungen von zwei Dünnschliffen (392/31, 393/31) durch solche „Quell"falten im Gips. Die Schichtung wird in ihnen durch Ein- oder Mehrkornlagen von Dolomit vorgezeichnet. Diese Dolomitkörner, in der Schichtung langgestreckt, berühren sich nicht mehr, sondern sind in regelmäßigen Abständen durch parallel und unabhängig von der Lage zur Falte verlaufenden Rissen voneinander getrennt. Das Verhältnis von Zwischenraum zu Kornlänge ist nach einer rohen Messung 1 : 1,19, entspricht also in der Größenordnung der linearen Ausdehnung von 1 : 1,17. Die „Quell"falte ist also noch nachträglich der Ausdehnung bei der Umwandlung unterworfen gewesen.

1. Umwandlung von Klüften aus

Ungestört verläuft im großen gesehen die Umwandlung von einem Netz sichtbarer Spalten aus. Am Kyffhäuser konnte ich beobachten, wie feingeschichteter Gips von feinen, sich unter rechtem Winkel schneidenden Spalten durchzogen war. Schon 20—30 cm in das Gestein hinein hörten die Spalten fast ganz auf, nur die auch außen schon etwas stärkeren Klüfte, die der Schichtung folgen, finden sich noch. Gleichzeitig ist das Gestein recht anhydritisch geworden. Hier scheint mir Kondenswasser auf den feinen Klüften in das Innere des Gesteins gedrungen zu sein. Wie schon oben erwähnt, können sich dabei die Fasergipsgänge nach Art der angefeuchteten Holzkeile oder des Eises selbst Bahn brechen. Leider gelang es bei der großen Bröcklichkeit des Materiales nicht, Schliffe von diesen Gängen zu erhalten.

In Niedersachswerfen konnte ich am Johannisberg beobachten, wie es an solchen Klüften zu einer Wanderung der dunklen Gemengteile des Anhydrites kommt (Taf. 34, Fig. 3). Jeder Fasergipsgang ist von einem hellen, meist weitgehend korrodierten Gipsstreifen von ca. $^1/_{20}$ der Gangbreite begleitet; dieser Gipsstreifen wird von einem dunklen hervortretenden Karbonatstreifen von Papierdünne eingefaßt, an den der normale Anhydrit grenzt. Am Orte der photographischen Aufnahme (Taf. 34, Fig. 3) liegt auf dem Anhydrit eine dünne Gipshaut, die sich nach der Stillegung des Steinbruches gebildet hat. Die Entstehung dieser merkwürdigen Anordnung kann man nur durch Reinigung bei der Umkristallisation und Anhäufung des Karbonates auf den Rändern des Gipses erklären.

2. Umwandlung mit größeren Veränderungen des Gefüges

Bei Feinschichtung im Gips beobachtet man meist einen etwas größeren Lagenabstand als im Anhydrit. Auch scheinen häufig die Dolomitlagen feiner und schärfer begrenzt. Hier setzt gleichzeitig mit der Umwandlung eine Sammelkristallisation und Reinigung der Sulfatlagen ein.

In diesen Erscheinungen kann schon eine Veränderung des ursprünglichen Anhydritgefüges erblickt werden. Von hier angefangen bis zur völligen Umänderung des Gefüges gibt es alle Übergänge. Hauptsächlich werden neben Erscheinungen der Ausdehnung, welche die Umwandlung hervorruft, zwei Typen beobachtet, eine Pseudoschichtung und eine Pseudoflaserung.

1. Pseudoschichtung

Die Pseudoschichtung fand sich am klarsten und häufigsten in dem großen Steinbruch des Leunawerkes am Kohnstein bei Niedersachswerfen und im Steinbruch der Firma Euling & Mack hart östlich Ellrich.

In einer hellen weißen Gipsmasse finden sich in regelmäßigen Abständen von 5—7 cm dunkle, etwas dolomitische Lagen. Sie gehen verwaschen nach beiden Seiten in Anhydrit über. Auf den ersten Blick meint man, eine völlig gleich- und regelmäßige Schichtung vor sich zu haben. Sanfte oder stärkere Wellung darin führt zur Annahme einer einfachen Tektonik (vgl. Taf. 33, Fig. 1 u. 2).

Diese Auffassung läßt sich aber bei näherer Betrachtung nicht halten. Zunächst sieht man, wie sich die Pseudoschichten gelegentlich schneiden. In Niedersachswerfen kann man auch eine Beziehung zur jetzigen Oberfläche erkennen, welcher die Pseudoschichten mehr oder weniger parallel verlaufen. Im einzelnen werden die Formen gemildert wiedergegeben. In Ellrich folgt die Pseudoschichtung im großen gesehen den Außenkonturen eines Sackes von weißem Gips, der weit in die noch stark anhydritischen, unreinen Gipsmassen hineinragt. Im einzelnen liegen dort die Verhältnisse recht unklar, da die Pseudoschichten auch einer großen Kluft parallel laufen. Wahrscheinlich ist der Sack von Gips die letzte Andeutung einer völlig durch Erosion entfernten Höhle.

Hier wie vor allem in Niedersachswerfen kann man die völlige Unabhängigkeit der Pseudoschichtung von der Schichtung des Anhydrites bemerken. Eine grobe Flaserschichtung liegt am Kohnstein horizontal und stößt an die mit 20° fallende Pseudoschichtung. In Ellrich konnten Winkel bis zu 90° zwischen beiden beobachtet werden.

Bei der großen Regelmäßigkeit der Abstände scheint es mir am einfachsten, für die Entstehung der Bänder rhythmische Kristallisation anzunehmen.

Sie würde immer eine Menge Karbonat vor sich her schieben und, wenn diese Menge zu groß wird, wieder von neuem ansetzen. Es wäre dies aufs Große übertragen dasselbe, wie es oben von den Fasergipsklüften beschrieben wurde. Für diese Erklärung spricht die geringere Löslichkeit des Kalkes gegenüber von Gips und Anhydrit. Daß aber immerhin beträchtliche Karbonatmengen in Lösung gehen, beweist der überaus häufige Absatz von Kalk aus den Gipswässern des Südharzes. Gipsabsätze treten ganz zurück.

2. Pseudoflaserung

Klarer und in den Entstehungsursachen einfacher liegt der Fall bei der Pseudoflaserung. Hier ist die Hauptschwierigkeit das Erkennen des Unterschiedes zwischen der primären Flaserschichtung und der Pseudoflaserung.

Man beobachtet oft genug, wie aus einem massigen, gleichmäßig rauchgrauem Anhydrit ein deutlich flaseriger Gips entsteht (vgl. Taf. 34, Fig. 5). Die Flaser selber besteht aus Karbonat und seltener aus Bitumen in dunklen schmalen Zonen. In langgestreckten, vielfach gewundenen und unregelmäßigen, oft auch linsen- und brotlaibähnlichen Formen zieht die Flaser durch helle Gipse. Die Dichte des dunklen Netzes kann von 2—3 mm auf 5—7 cm anwachsen. Fehlen von jeglicher Feinschichtung und völlig unregelmäßige Anordnung der Züge legen immer den Verdacht nahe, daß es sich um Pseudoflaserung handelt. Mit Sicherheit ist dies aber erst bei Kenntnis des primären Anhydrites bewiesen. Oft kann man die Grenze Anhydrit-Gips schon aus

großer Entfernung festlegen, wenn man das Auftreten der Flasern beachtet. Ähnliche Erscheinungen sah HAMMERSCHMIDT (1883) in Dünnschliffen an einem Gestein unbekannten Fundortes. Parallele Lagen von Karbonat ziehen anders als die innere Gesteinsstruktur.

Eine Erklärung für diese Erscheinung bietet vielleicht das Schliffbild, wie es bei der Kluftumwandlung beschrieben wurde. Die feinen Fasergipsgänge drängen, vor allem bei horizontaler, der Primärschichtung subparalleler Lagerung die mehr oder weniger unregelmäßig verteilten Karbonate auf die Grenzflächen der Fasergipsgänge und ihre Trennungslinien. Entweder bleiben sie hier oder wandern zu Stellen, wo sie die Sammelkristallisation einfängt. Eine schwache primäre Vorzeichnung mag den Ansatzpunkt bilden; sie ließ sich aber in keinem Falle mit Sicherheit nachweisen. Wichtig ist, daß gerade die Pseudoflaserung noch weniger als die Pseudoschichtung auftritt, wenn starke ältere Schichtunterschiede im Anhydrit vorhanden sind.

Pseudoschichtung und Pseudoflaserung finden sich mehrfach nebeneinander. Soweit die spärlichen Beobachtungen zu einer bestimmten Aussage ermächtigen, scheint die Pseudoschichtung älter zu sein. Sie ist in ihren Begrenzungen einheitlich und geschlossen, während die Zwickel zwischen den Paketen mit Pseudoschichtung von der Pseudoflaserung ausgefüllt werden. In einigen Fällen scheint es mir sogar, als ob die Pseudoflaserung die Pseudoschichtung verdrängt.

3. Quellung bei der Volumenvermehrung

Bisher habe ich die Vermehrung der festen Substanz bei der Umsetzung des Anhydrites in Gips nicht besprochen. Diese Volumvermehrung spielt nach meinen Beobachtungen lange nicht die Rolle, die ihr bisher zugeschrieben wurde. Immerhin lassen sich einige Erscheinungen nur durch sie erklären.

Am klarsten tritt die Quellung beim Blasenwerfen der oberen Schichten heraus. Diese werden von der Umwandlung zuerst und in ihrer ganzen Ausdehnung betroffen. Sie dehnen sich rasch in großem Maße aus. Soll es dabei zu einem Aufwerfen der Schicht kommen, so muß eine gute Ablösungsfläche in nicht zu großer Entfernung von der Erdoberfläche vorhanden sein. Meist handelt es sich um eine feine Karbonattonlage, an der die Wässer abgefangen werden. Die so entstehenden Aufwölbungen sind nicht unbeträchtlich.

In großem Maße finden sich solche Blasen nur zwischen Walkenried und Sachsa. Die sogenannte Waldschmiede, das größte dieser Vorkommen, erreicht eine Höhe von 1,90 m bei einer Grundfläche von 7×10 m. Kleinere Zwergenlöcher, wie diese Aufwerfungen im Volksmunde heißen, sind nicht selten in der weiteren Umgebung der Waldschmiede. BIESE hat 1931 auf Taf. II drei solche Blasen abgebildet. Auf dem Kranichstein bildet sich durch diese Aufwölbungen, die mit Erdfällen zusammen in großer Zahl vorkommen, eine merkwürdig kuppig-narbige Oberfläche heraus.

Die Deutung dieser Aufwerfungen als Quellkuppen erschwert, daß sich unter den aufgewölbten Schichten auch wieder Gips befindet. Wahrscheinlich wird in den tieferen Schichten infolge enger Verbindung mit dem liegenden Anhydrit eine flächenförmige Ausdehnung des Gips durch Fortführung des Überschusses in Lösung verhindert; Ausdehnung in der Senkrechten ist dagegen möglich.

Ganz ähnliche Erscheinungen lassen sich im Schlottenaufsuchungsquerschlag unter der Andreaskirche im Klothildeschacht bei Eisleben beobachten. Hier hat sich allein von der Luftfeuchtigkeit eine 3—10 cm starke Gipskruste gebildet, die jetzt

vielfach an den Ulmen abgelöst und aufgewölbt ist, so daß beim Daraufschlagen ein glockenähnlicher Ton erklingt.

Anscheinend gleiche Vorgänge hat HARTNAGEL (1903) aus der Salinaformation beschrieben. ZAWARITZKY (1924), KROTOW (1926) und RICHARDSOHN (1920) erwähnen ähnliche Formen der Oberfläche. Bei Jena finden sich im Rötgips Quellungserscheinungen.

An vielen Klüften wird im Gips ein Abfallen der Schichten nach beiden Seiten beobachtet. Meist sind solche Klüfte weit offen und mit Letten aus dem Hangenden gefüllt.

Solche Klüfte haben das Aussehen von Stichen, wie sie K. KEILHACK aus dem Buntsandstein beschreibt. Das Aufbiegen ist eine Folge der Umwandlung von diesen Klüften aus. Hier wird der Anhydrit zuerst in Gips umgesetzt. Ein gewisses Wandern des Stoffes zu diesen Klüften wird angedeutet durch eine geringfügige Vermehrung der weißen Gipszwischenlagen. Hierdurch mag die Aufwölbung noch verstärkt werden.

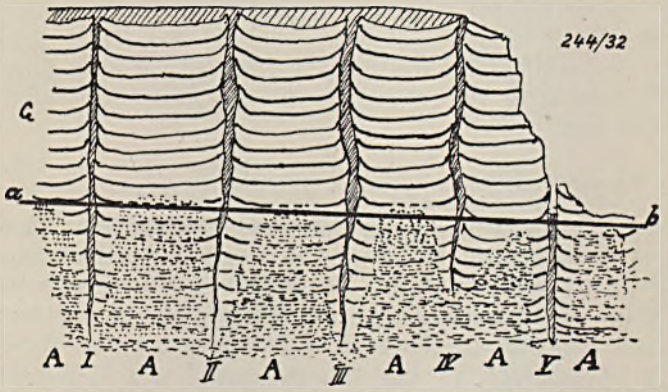


Abb. 3. Profil durch einen Gipssteinbruch mit Klüften, an denen sich die Schichten aufbiegen. Punktiert: Anhydrit. I—V Letten gefüllte Klüfte. a—b Grundwasserspiegel. Die horizontalen Striche folgen der Schichtung. Steinbruch westlich Udersleben, Blatt Frankenhausen, Grad-Abt. 56 Nr. 41.

Hier bietet der Deutung die Hauptschwierigkeit, daß auch die von den Klüften eingesäumten Partien in Gips umgewandelt sind. Druckleitung kann nur eine geringe Rolle spielen, da die Klüfte offen sind. In einem Steinbruch westlich von Udersleben ist so der Gips in eine Reihe von 7—8 m hohen Säulen zerlegt; in den Säulen sind die Schichten schüsselförmig zum Rande hin aufgebogen. Hier mag die Übertragung der horizontalen in die senkrechte Ausdehnung, verbunden mit einer gewissen Stoffwanderung, die Aufbiegung hervorgerufen und erhalten haben (vgl. Abb. 3).

Durch Zerrung an nicht oder nicht mehr gequollenen Schichten, welche der Ausdehnung in Umwandlung begriffener Gipse der unmittelbaren Nachbarschaft entspricht, kann man die Quellung auch nachweisen. So sind letzten Endes Umbildungen zu verstehen, die an Klüften im Gips am ganzen Südharz recht häufig sind. Diese Klüfte werden an beiden Seiten von in Polygone zerfallenem Gips begleitet (vgl. Taf. 33, Fig. 1). Die einzelnen Polygone schließen nicht dicht aneinander, sondern lassen 1—5 mm breite Zwischenräume frei;

Zerrung des Gips durch die Volumenvermehrung bei der Umwandlung des von den Klüften eingeschlossenen Anhydrites dürfte die Ursache sein. Der eingeschlossene Anhydrit sprengt die zu eng gewordene Hülle.

Eine ganz ähnliche Erscheinung kann man westlich von Steintalleben am Kyffhäuser beobachten. Hier gehen weit in den Anhydrit helle schmale Gipsbänke hinein; der Anhydrit zeigt zwischen ihnen eine starke offenstehende Klüftung parallel zum Außenhang. Diese ist zum mindesten teilweise auf die Zerrung bei der Vergipsung zurückzuführen. Begünstigt mag der Vorgang durch eine schon früher dagewesene Zerklüftung des Gesteins werden.

Ich möchte die Klüfte mit Polygonen kurz Polygonklüftung nennen.

Zusammenfassung

Bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips kann das makroskopische Gefüge des Gesteins vollständig erhalten bleiben. Geringe Zerrungen in den Schichten und geringe Erweiterungen der Schichtabstände treten kaum hervor.

Andererseits, wenn auch in selteneren Fällen, bei schwacher oder nicht vorhandener Vorzeichnung im Anhydrit, kann es zur Neubildung von Gefügen kommen. Als Pseudoschichtung werden Scharen von in gleichmäßigen Abständen von 5—7 cm auftretenden dunklen Schnüren im Gips bezeichnet. Sie sind vermutlich sekundärer Entstehung. Als größte Seltenheit treten sie im Anhydrit auf. Rhythmische Kristallisation dürfte die Ursache ihrer Entstehung sein.

Die Pseudoflaserung bildet sich vielleicht bei der Kluftumwandlung und wird durch eine Reinigungskristallisation und schon vorhandene Flaserschichtung begünstigt.

Die Volumenvermehrung bei der Umsetzung zeitigt nur geringe Wirkungen; sicher nicht sind die „Quell"falten auf sie zurückzuführen. Blasenbildung an der Oberfläche und Bildung von Stichen an Klüften sind die Haupterscheinungen der Ausdehnung. Die Polygonklüfte sind ein Sonderfall, hervorgerufen durch Zerrung schon frühzeitig gebildeten Gipses bei der rascher erfolgten Umwandlung des restlichen Anhydrites.

5. Umsetzung des Gipses nach seiner Entstehung

1. Marienglasbildung

Gleich nach der Umwandlung sind vor allen Dingen bei Kluftumwandlungen und Feinkornumwandlungen die Gipseinzelkristalle außerordentlich klein. Selbst die Individuen der Fasergipsgänge lassen sich erst bei 30—40facher Vergrößerung auflösen; die Individuen der Feinkornumwandlung oft noch nicht mit 100facher. Bei einem Mineral von solcher Kristallisationskraft, wie der Gips, besteht ein solcher Zustand nicht lange. Die Sammelkristallisation bringt die Individuen rasch auf eine dem bloßen Auge erkennbare Größe. Sie steigt dann oft auf 2—3 mm an. Solcher grobschuppiger Gips ist schon zur Bereitung des feinsten Gipsmehles ungeeignet, da er sich nicht mehr genügend feinmahlen läßt, wohl eine Folge der guten Spaltbarkeit. Schon bei dieser Umsetzung werden einzelne Karbonatteilchen umwachsen oder eingeschlossen, ohne daß sie aus ihrer Lage gerückt werden.

Einzelne besonders begünstigte Kristalle wachsen rascher als die anderen und saugen dann die ganze Nachbarschaft in sich hinein. Sie entstehen mitten in fein- bis mittelkörnigem Gips aus linsenförmigen Anhäufungen etwas grö-

berer Schuppen. Einsprenglinge der 10—20fachen, ja 100fachen Größe ihrer Umgebung sind nicht selten (porphyrischer Gips). Sie wachsen ganz wie Porphyroblasten in einem kristallinen Schiefer. Diese Erscheinung hat wohl zuerst ANDRÉE (1914) aus Kanada beschrieben. In charakteristischer Weise umwachsen am Südharz wie in Kanada die Porphyroblasten die alte Schichtung, die sie einschließen. Die Porphyroblasten-Bildung kann schon sehr früh einsetzen. An tektonisch vorgezeichneten Stellen bilden sich Marienglaskristalle schon im Anhydrit (vgl. Taf. 34, Fig. 4). Solche Gipsstellen konnten mehrfach in Bohrungen in großer Tiefe festgestellt werden. Vor allem pflegen sie sich an der Grenze zum Salz einzustellen. Solche alten Porphyroblasten schließen oft im Kern noch Anhydrit ein, während sich außen nur Einschlüsse von kleineren Gipsindividuen als Seltenheit finden (vgl. Taf. 35, Fig. 2). Die Form der Marienglaskristalle ist meist scharf begrenzt. Gelegentlich erstrecken sie sich aber wie ausgefranst in das Gestein hinein. Diese letzteren dürften sicher, die ersteren wahrscheinlich noch jetzt weiterwachsen.

Die Porphyroblasten haben die Neigung, sich zu Bänken zusammenzuschließen; der extremste Fall dieser Art findet sich östlich vom Steigertal; hier läßt sich eine Bank mit Porphyroblasten, die ganz regelmäßig 17 Karbonatschichten umfaßt und ca. 6 cm mächtig ist, auf 100 m Länge verfolgen; die Marienglaskristalle haben in der Schichtung eine Längserstreckung von 10—20 cm. Eine geregelte Orientierung ist nicht zu erkennen. Die Spaltflächen stehen in allen Richtungen schief zueinander. Die Karbonatlagen sind an den Kristallgrenzen nicht gegeneinander verschoben. Im gleichen Steinbruch werden 1—2 Karbonatlagen umfassende grobspätige Rekristallisationen mehrfach beobachtet. Nicht ganz so krasse Fälle lassen sich südlich Frankenhausen im Jüngeren Gips beobachten; die Schichten sind mächtiger, auch finden sich noch kleine Gipsreste zwischen den Marienglaskristallen, die 2—3 cm lang sind. Die Marienglasbildung endet hier mehrmals an Klüften.

Wirken die Atmosphärilien ungestört auf das Gestein und findet keine Abspülung statt, wie es in den Gipsgebieten des Südharzes mehrfach der Fall ist, so bedeckt sich schließlich die ganze Oberfläche des Gipses mit einem Haufwerk von Marienglas. Gut sind solche Oberflächen südlich der Numburg und beim Kalkofen östlich von Questenberg aufgeschlossen. Am Totenweg bei Rottleberode sind die gipsigen Schichten schon völlig umkristallisiert. Nur an den Karbonatbändern zieht sich eine dünne, feine weiße Gipszone hin. Quer durch die ganzen Schichten erstrecken sich merkwürdige runde Gebilde, in denen ein Marienglaskern radialstrahlig von weiteren großen Kristallen umgeben wird. Die Radialstrahlen können von einem Ring weißen, feinkörnigen Gipses durchzogen werden.

Unter anderen noch unbekannten Bedingungen zerfällt das Gestein in eine lockere weiße Gipserde. Hier tun wohl Frost und Abspülung das Ihrige, um den Gesteinszusammenhalt rasch so weit zu lockern, daß Sammelkristallisation nicht mehr stattfinden kann.

2. Fasergipsbildung

Zu den sekundären Umsetzungen des Gipses, die oft noch bis in die Gegenwart andauern, gehört die Bildung von Fasergips. Untersuchungen über die auffällige Mineralform liegen in großer Zahl vor. Ich erinnere an die Arbeiten von SCHMIED (1911), RICHARDSON (1921), MATSURA (1925) LINK (1928) und MÜGGE (1899, 1929).

Für unsere Verhältnisse am wichtigsten ist die Arbeit von Richardson (1921), deren Ergebnisse ich für die Fasergipsgänge in den Letten des Zechsteins nur vollauf bestätigen kann. Richardson unterscheidet an einem Fasergipsgang, der gewöhnlich flach liegt, von oben nach unten folgende Teile:

Oberes Salband.
Hangendteil (Top).
Mittellinie (central parting line).
An dieser können die Fasergipskristalle umgebogen sein. Richardson spricht dann von einer Beugungslinie (line of bending).
Liegendteil (root).
Unteres Salband.

Er beobachtet dabei, daß der Liegendteil in der Regel bedeutend kleiner ist als der Hangendteil, was auch im Südharz regelmäßig der Fall ist. Dagegen kann ich die Angabe nicht bestätigen, daß das Verhältnis Fasergips zu um-

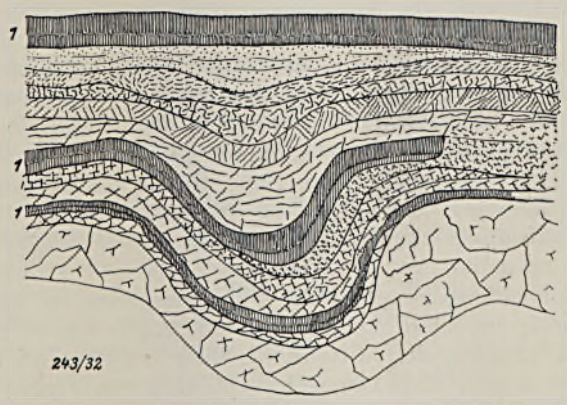


Abb. 4. Gebogene Fasergipsgänge (1) im Rückstandgips über dem Basalgips. Beachte die Stellung der Faser und die Richtung ihres Umknickens an der Mittellinie. 1/4 nat. Größe. Steinbruch an der Dorfstelle Tütcherode bei Rüdigsdorf, Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56. Nr. 27.

gebender Tonmasse für größere Teile immer gleich sei, etwa so, daß 20 kleine Fasergipsgänge durch 6 grobe vertreten werden können. Die Fasern stehen im Südharz wie in England fast immer lotrecht, wo nicht nachträgliche Rutschung eine Verstellung mit sich führt. Besonders auffällig ist die lotrechte Stellung an gebogenen Gängen, deren sekundäre Natur dadurch bewiesen wird (vgl. Abb. 4). Sie folgen einer Vorzeichnung und sind nicht selber gefaltet. Es ist, entgegen den Angaben der Literatur, nicht richtig, daß die Fasern immer senkrecht auf den Wänden stehen. An der Mittellinie stellen sich oft kleine Tonpartien ein. Da diese Tonbrocken rings vom Nachbargestein abgetrennt sind, müssen sie bei der Fasergipsausscheidung gehoben und von den Fasern getragen worden sein.

Auf Wachstumsdruck wird von Richardson auch die merkwürdige Erscheinung der Beugung an der Mittellinie zurückgeführt. Diese ist im Südharz fast an jedem Gang zu beobachten, der in Tonen liegt. Die Beugung erfolgt

stets so, daß man auf eine Überschiebungsbewegung schließen muß. Der Hangendteil zeigt eine Knickung nach abwärts, der Liegendteil ist nach aufwärts gebogen. Findet man einen auf- und absteigenden Gang, so liegt die Knickung in den gegeneinanderfallenden Teilen nach oben divergierend. Als Deutung wird von RICHARDSON vorgeschlagen, daß der Wachstumsdruck, gefördert durch Kapillarwirkung, das Auseinanderweichen der Kluftwände ein wenig überdauert. Durch diesen Druck kommt es zur Knickung. Bei der Zerlegung der in diesem Falle wirkenden Kräfte nach dem Parallelogramm der Kräfte tritt eine Komponente in der Gangrichtung auf, die zu überschiebungsähnlichen Erscheinungen führt.

Diese Erklärung glaube ich auch für die Südharzvorkommen annehmen zu dürfen. Bedenklich stimmt allerdings die Beobachtung, daß mit dem Zunehmen der Gangmächtigkeit auch die Größe des geknickten Teiles zunimmt. Bis zu ⅓ der Gangmächtigkeit wird von der geknickten Zone eingenommen. Bei der Erklärung von RICHARDSON müßte aber für alle Gänge der geknickte Teil ungefähr gleichgroß sein, da auch das Nachwachsen zu gleicher Zeit einsetzt und aufhört. Die Ursache des Auseinanderweichens der Klüfte ist im Südharz nicht in der Kontraktion von Gelen zu suchen. Auch stammt der Gips weniger aus den Letten selbst als aus den darüber- und darunterliegenden Gips- und Salzlagern. Infolgedessen fällt auch der Grund für die gleichmäßige Verteilung der Fasergipse fort, die RICHARDSON in seinem Gebiet feststellen konnte.

Die Fasergipsbildung reicht bis in die Gegenwart. Mehrfach umschlossen Fasergipsringe Baumwurzeln, ja ganz feine Ringe von Fasergips glaubte ich auch um Gras- und Queckenwurzeln zu erkennen. SMITH (1918) beschreibt auch, daß sich auf Tonblöcken, die im Sumpf von Gipsbrüchen liegen, noch jetzt Fasergipse nach der Art des Fasereises bilden.

All diese Beobachtungen gelten für Fasergipsgänge in Tonen. Setzen die Gänge in Gips auf, wo allerdings größere Mächtigkeiten zu den Seltenheiten gehören, so fehlt unselten die Mittellinie. Eine Beugung an ihr kann nur in Schliffen festgestellt werden. Dagegen läßt sich ein kleiner Fasergipsgang südlich Frankenhausen deutlich auf eine echte Verwerfung zurückführen. Die Schichten des oberen abgesunkenen Teiles sind deutlich nach oben umgebogen. Zum Überfluß erlauben einige charakteristische Schichten die Feststellung des Verschiebungsbetrages auf 9 mm.

Zusammenfassung

Der Gips kommt nach seiner Entstehung aus Anhydrit nicht zur Ruhe. Unter dem Einfluß der Oberflächenwässer tritt weitgehende Sammelkristallisation ein. Erst wird das Korn ziemlich gleichmäßig vergröbert; schließlich bilden sich Nester von ganz grobem Korn, aus denen schließlich Marienglasporphyroblasten werden. Oft kann die Bildung dieser Porphyroblasten schon vor der Umwandlung selbst einsetzen; denn sie umschließen nicht selten auch Anhydrit. Sie wachsen aber bis zur Jetztzeit weiter. In vielen Fällen geht die Sammelkristallisation deutlich schichtweise vor sich. Stärkere Karbonatlagen mögen anfänglich eine Verbindung über mehrere Schichten verhindern und die seitliche Ausdehnung befördern; später werden sie umwachsen und in den Kristall eingeschlossen.

Das Endziel ist eine völlige Überkrustung der Gipslager mit grobem Marienglas. Gelegentlich kann sich auch ein feiner weißer Gipsstaub bilden. Beide

Formen der Verwitterung finden sich nebeneinander, wahrscheinlich bedingt durch die verschiedene Intensität der Abtragung.

Die Fasergipsbildung ist gleichfalls ein Prozeß, der sich bis in die jüngste Gegenwart hinein fortsetzt. Die Fasern stehen immer saiger. In der Mitte der Gänge, die Ton durchsetzen, zeigt sich eine durch Lettenpartikel betonte Trennungslinie. An dieser kommt es zu Knickungen, die auf eine Aufwärtsbewegung des Hangenden hindeuten. Erklärt wird diese Erscheinung — nicht ganz befriedigend — mit Richardson (1921) durch Wachstumdruck, hervorgerufen durch Kapillarwirkung.

6. Zusammenfassung der Ergebnisse

1. An den Gips- und Anhydritlagern des Südharzes kann man zwei Arten von Schichtung unterscheiden. Feinschichtung durch regelmäßigen engen Wechsel von Karbonat- und Calciumsulfatlagen deutet auf Ablagerung in stillem Wasser hin. Perlanhydrit wird auf Laugendiffusion zurückgeführt. Flaserschichtung, bei der geringmächtige und lückenhafte Feinschichtungszonen durch stärkere helle Gipszonen getrennt werden, ist an bewegteres Wasser gebunden.

2. Noch stärkere Umarbeitung zeigen Breccienzonen an, die durch größere subaquatische Rutschung schon verfestigter, wieder zerbrochener Bänke in einem noch breiigem Calciumsulfat erklärt werden. Die Gekrösegipse entstehen durch Gleitung verschieden zusammengesetzter Schichten in kleinerem Ausmaße.

3. Die Alabasterkugeln sind auf die Grenzzone von stillem gegen bewegtes Wasser beschränkt. Ihre Deutung als Konkretionen in schwimmenden Schollen befriedigt noch nicht.

4. Paläogeographisch läßt sich ein Aufleben der alten varistischen Achsen des Oberharzes und des Kyffhäusers feststellen. Letztere Achse ist nur noch schwach über dem Zechsteinkalk und unter dem Stinkschiefer jedesmal durch eine geringfügige Dolomitablagerung angedeutet. Die Faziesdifferenzierung der Gipse spricht gleichfalls für die Kyffhäuserachse. Auch an die Oberharzschwelle legt sich eine breite Zone mit Auf- und Umarbeitung im Gips. In den Gebieten bei Steigertal und in der Mansfelder Mulde, die Muldenzonen darstellen, herrscht Feinschichtung.

5. Im Oberen Zechstein sind die alten Achsen fast völlig verschwunden. Mit dem Basalanhydrit, der bis auf 100 m Mächtigkeit anschwellen kann, dürfte ein geringmächtiges Älteres Steinsalz verbunden sein. Die Nordgrenze der geringmächtigen Zonen zeigt eine ganz flache Ausbuchtung an der Kyffhäuserachse. Der Auslaugungshorizont des Älteren Steinsalzes deutet sich durch einen zähen rötlichen, grobspätigen Gips zwischen Grauem Salzton und Basalanhydrit an. Im Grauen Salzton finden sich mehrfach Dolomite, die gelegentlich eine Andeutung der Plattendolomitfazies darstellen mögen. Der Hauptanhydrit ist in der gleichen Zone wie der Basalanhydrit mit fast 100 m ungewöhnlich mächtig. Meistens wird bei der Kartierung unmittelbar in sein Hangendes die Grenze zum Buntsandstein gelegt. Zwischen Agnesdorf und Ditterichrode auf Blatt Kelbra können aber noch der Rote Salzton, der Pegmatitanhydrit und die Auslaugungszonen des Jüngeren Steinsalzes erkannt werden.

6. Die Umwandlung der Anhydrite in Gips geschieht in zwei Formen; von Klüften aus über die Bildung von Fasergips vollzieht sich die Kluftumwandlung; von der Intergranulare des Anhydrits aus bilden sich große

Marienglaskörner (Großkornumwandlung) oder kleinere unorientierte Gipskristalle (Feinkornumwandlung). All diese Formen finden sich nebeneinander. Die Umwandlung vollzieht sich meist nach Art metasomatischer Vorgänge ohne wesentliche Volumvermehrung. Unter dem Mikroskop läßt sich gelegentlich Zerrung der Ein- und Mehrkornlagen des Karbonates im feinschichtigen Gips nachweisen.

7. Auf Quellung sind blasenförmige Aufwölbungen, Abfallen der Schichten nach beiden Seiten an Klüften und die Bildung von Klüften mit locker aneinandergefügten Polygonen (Polygonklüfte) zurückzuführen.

8. Bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips kann die Textur eines schwach gezeichneten Anhydrites vollkommen verwischt werden. Als Pseudoschichtung wird das Vorkommen 5—7 cm voneinander entfernter Lagen von dunklem karbonatreichen Gips in hellem Gips gezeichnet. Rhythmische Kristallisation mag die Entstehung dieser Textur veranlassen. Als Pseudoflaserung wird eine ähnliche Ausbildung der Gipse wie die echte Flaserschichtung beschrieben. Hier mag eine Reinigung des Anhydrites und das Anhäufen von diffus verteiltem Karbonat auf gewissen Zonen bei der Kluftumwandlung die Hauptrolle spielen.

9. Nach der Umwandlung setzt eine intensive Sammelkristallisation in den Gipsen ein. Sie führt über die Bildung von Porphyroblastenschichten zu einer Kruste von Marienglas, welche den Gips überzieht. Wird die gleichmäßige Weiterbildung durch stärkere Abtragung gestört, so tritt eine weiße Gipserde als Endprodukt auf.

10. Die Ergebnisse RICHARDSON's für die Fasergipsbildung werden bestätigt.

Tabelle der verwendeten Dünnschliffe

Schliff-Nr.	Meßtisch-blatt	Fundpunkt	Horizont	Gestein	Bemerkungen
384[12])	Nordhausen-Nord	Steinbruch Dorfstelle Tütcherode	Grauer Salzton	Fasergips	
385	Nordhausen-Nord	Stbr. Johannisberg, Ndr. Sachswerfen	Aelterer Gips	Dichter Gips mit Fasergipsadern	
386 +[13])	Nordhausen-Nord	Ochsenloch bei Ilfeld	Aelterer Gips	Grenze einer Alabasterkugel im Gips	
387 + 388 +	Frankenhausen	Winstkalktal	Aelterer Gips	Feinsch. Gips	
389	Frankenhausen	Stbr. zw. Steintalleben u. Badra	Jüngerer Gips	Alabaster	
390	Nordhausen-Nord	Kohnstein Ndr. Sachswerfen	Aelterer Gips	Gipsanhydritgrenze	Kluftumwandlung
391 + 392 + 393 +	Nordhausen-Nord	südlich Rüdigsdorf	Aelterer Gips	Feinsch. Gips mit Falten	Zerrung

Tabelle der verwendeten Dünnschliffe

Schliff-Nr.	Meßtisch-blatt	Fundpunkt	Horizont	Gestein	Bemerkungen
394	Eisleben	Wolfsschacht 8. Sohle	Aelt. Anhydrit	Anhydrit	Inneres einer Alabasterkugel
395	Nordhausen-Nord	Kohnstein Ndr. Sachswerfen	Aelterer Gips	Gipsanhydrit-grenze	Kluftumwand-lung
396 397	Eisleben	Wolfsschacht 6. Sohle	Aelterer Gips	Feinsch. Anhydrit	Ansatz einer Alabasterkugel
398	Nordhausen-Nord	Johannisberg b. Ndr. Sachsw.	Aelterer Gips	Anhydrit mit Fasergipsgäng.	
399	Nordhausen-Nord	Johannisberg b. Ndr. Sachsw.	Aelterer Gips	Feinsch. Anhy-drit mit Gips	Kleinkornum-wandlung
400 + 400a +	Nordhausen-Nord	Johannisberg b. Ndr. Sachsw.	Aelterer Gips	Falte im Anhy-drit mit Marien-glas	Alle drei Arten derUmwandlung
401 +	Eisleben	Wolfsschacht 6. Sohle	Aelt. Anhydrit	Feinsch. Anhydrit	Grenze gegen Alabasterkugel
402 + 402a +	Eisleben	Wolfsschacht 6. Sohle	Aelt. Anhydrit	Feinsch. Anhydrit	Gekröselager
403 +	Eisleben	Wolfsschacht 6. Sohle	Aelt. Anhydrit	Feinsch. Anhydrit	Alabasterkugel
575	Franken-hausen	Süd. Franken-hausen	Jüngerer Gips	Alabastergips	Porphyroblasten
576 +	Stolberg	Ost. Steigertal	Aelterer Gips	Feinsch. Gips	mit Porphyro-blasten
577 +	Nordhausen-Nord	Ochsenloch bei Ilfeld	Aelterer Gips	Grenze einer Alabasterkugel	
1119	Bernburg	Bohrung Lebendorf	Hauptanhydrit	Grobschuppiger Gips	
1120	Eisleben	Vitzthum Schacht	Aelt. Anhydrit	Feinsch. Anhydrit	Parallel ge-schichtet ohne Karbonat
1121	Eisleben	Wolfsschacht	Stinkschiefer	Grober Perl-anhydrit	Faziesvertreter des Kalkes
1122 1123	Riestedt-Allstedt	Bohrung Born-stedt 59 Probe 72	Stinkschiefer	Feinsch. Kalk	mit Foramini-ferenschale
1124	Riestedt-Allstedt	— Probe 65	Unter dem Salz-ton	Gipsanhydrit-grenze	Großkornum-wandlung
1125	Riestedt-Allstedt	— Probe 39	Hauptanhydrit	Perlanhydrit	mit Magnesit
1126 1127	Riestedt-Allstedt	— Probe 30 und 31	Jüngerer Gips	Grobschuppiger Gips mit wenig Anhydrit	Kleinkornum-wandlung
1680	Stolberg	Ost. Steigertal	Aelterer Gips	Feinsch. Gips	mit grobschup-pigen Linsen

[12]) Alle Schliffe stammen aus dem Jahre 1931.
[13]) + bedeutet Großschliff.

Verzeichnis der angeführten Schriften

ABBEG: Handbuch der anorganischen Chemie, II. 2. S. 131 ff. — Leipzig 1905. [1905].

ANDRÉE, K.: Quellfaltung und Diagenese unterkarbonischen Gipses in Neu-Braunschweig. — Schr. Ges. Förder. ges. Naturw. Marburg, **13**, S. 433—436, Taf. 5—6, Marburg 1914. [1914].

BIESE, W.: Über Höhlenbildung, I. Entstehung der Gipshöhlen am südl. Harzrand und am Kyffhäuser. — Abh. preuß. geol. L.-A., **137**, 77 S., 12 Taf., 46 Abb., Berlin 1931. [1931].

BUDNIKOFF, P. P.: Eine mikrochemische Untersuchung des Gipses. — Z. anorg. Chemie, **155**, S. 141—143, 1926. [1926].

—: Die Beschleuniger und Verzögerer der Abbindegeschwindigkeit der Stuckgipse. — Kolloid. Z., **44**, S. 242—249. [1928].

CLARKE, F. W.: The Data of Geochemistry. — U.S. geol. Surv. Bull., **770**, Washington 1924. [1924].

CORMACK, J. T. M.: Experiments on the Dehydration of Gypsum. — Journ. Geol., **74**, S. 429—433. [1926].

CORRENS, C. W.: Über die Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. — Sber. Akad. Berlin phys.-math. 25. III., **11**, S. 81—88, Berlin 1926. [1926].

FULDA, E.: Zur Stratigraphie des Thüringer Zechsteins nach Tiefbohrergebnissen. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1926, S. 208—220, Berlin 1926.

—: Beitrag zur Stratigraphie des Zechsteins. — Sber. preuß. geol. L.-A., **1**, S. 66—68, Berlin 1926. [1926].

—: Die Zechsteinformation in der Gegend von Halle und Merseburg. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1928, S. 685—715, Taf. 45, 5 Abb., Berlin 1928. [1928].

—: Über Anhydritklippen. — Kali, **23** (9), S. 129—133, 6 Abb., Halle 1929. [1929].

GOLDMANN, M. J.: Petrography of Salt Dome Cap. Rock. — Bull. americ. Assoc. Petroleum Geologist., **9**, S. 41—78, 33 Abb. [1925].

JOHNSEN, A.: Künstliche Schiebungen und Translationen in Mineralien nach Untersuchungen von K. VEIT. — Centralbl. M.G.P. 1918, S. 265—266, Stuttgart 1918. [1918].

JUNG, H.: Röntgenographische Untersuchungen an den Entwässerungsprodukten des Gipses. — Z. anorg. Chemie, **142**, S. 73—79, 1925. [1925].

HAHN, F. F.: Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (Nordamerika) und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern. — N. Jb. B.Bd., **36**, B, S. 1—41, Taf. 1—3, 15 Abb., Stuttgart 1913. [1913].

HAMMERSCHMIDT, F.: Beiträge zur Kenntnis des Gips- und Anhydritgesteines. — Tschermaks min. ptr. Mitt., **5**, S. 245—285, Taf. 2, Wien 1883. [1883].

HARTNAGEL, C. A.: Preleminary Observations on the Cobleskill („Coralline") Limestone of N. Y. — N. Y. State Museum Bull., **69**, S. 1109—1175, Albany 1903. [1903].

HOFF, VAN'T J. H.: Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen, 2. H. — 90 S. 15 Fig., Braunschweig (Vieweg) 1903. [1903].

KÖHLER, E.: Über die Dolomitisierung der Bryozoenriffe des Zechsteins in der Umgebung von Pößneck i. Th. — Chemie Erde, **4**, S. 42—63, 17 Abb., Jena 1928. [1928].

KROTOW, B.: Sur les Gypses et l'Anhydrites des Horizontes Superieurs du Kasanien dans les environs de Kasan. Russ. mit franz. Res. — Mem. Soc. russe Min., **2**, S. 55, S. 259—298, 4 Abb., Leningrad 1926. [1926].

LOTZE, F.: Über Analogien der Faciesverhältnisse des Tertiärbecken von Calatayud und des deutschen Zechstein. — Z. deutsch. geol. Ges., **80**, M.-B., S. 151—158, Berlin 1928. [1928].

LINDGREN, W.: Volum Changes in Metamorphismen. — Journ. Geol., **26**, S. 542—554. [1918].

LINK, G.: Cölestin pseudomorph nach Fasergips nebst einem Anhang über Tutenmergel. — Chemie Erde, **2**, S. 481—488, 5 Abb., Jena 1926. [1926].

Link, G. & Jung, H.: Über die Entwässerung und Wiederwässerung des Gipses. — Z. anorg. Chemie, **137**, S. 407—417. [1924].

Matsura, J.: Eine Betrachtung über die Entstehung des Fasergipses. — Jap. Journ. Geol. Geogr., **4**, S. 65—67, Taf. 2, Tokio 1925. [1925].

Moye, A.: Der Gips. — II. Auflage, Leipzig 1906. [1906].

Mügge, O.: Über Pseudomorphosen von Cölestin nach Fasergips. — N. Jb., S. 187. [1899].

—: Über die Entstehung faseriger Minerale und ihre Aggregationsformen. — N. Jb. M.G.P., B.-Bd., **58**, A, S. 303—348, 7 Taf., 12 Abb., Stuttgart 1929. [1929].

Nevin: Principles of Structural geology. — N. Y. 1931. [1931].

Newland, D. H.: Geology of Gypsum and Anhydrite. — Economic Geol., **16**, S. 393 bis 404. [1927].

Ramsdall, L. S. & Partridge, E. P.: The crystal forms of calcium sulphate. — The american Miner., **14**, S. 59—74. [1929].

Richardson, W. A.: The micropetrography of the rock-gypsum of Nottinghamshire. — Min. Mag., **19**, S. 196—207, 8 Fig. [1921].

—: The fibrous Gypsum of Nottinghamshire. — Min. Mag., **19**, S. 77—95, 1 Taf., 5 Abb. [1920].

Rinne, F.: Beiträge zur Kenntnis der Röntgenogramme II. Zur geometrischen Auswertung der Lauediagramme usw. — Sber. math.-phys. sächs. Ges. Wiss., **68**, S. 11—45, 3 Taf., 8 Abb., Leipzig [1915].

Rogers, A. F.: Anhydrite and associated Minerals from the Saltmines of Central Kansas. — Am. Journ. Sc. 1910, I, **29**, S. 253—261. [1910].

Russel, J. G.: Geological History of Lake Lahontain, a quarternary Lake of Northwestern Newada. — U. S. Geol. Surv. Mon., **11**, Washington 1885. [1885].

Schlüter, A.: Das Pandermitvorkommen von Sultan Tschair. — Abh. z. prakt. Geol., **17**, S. 1—57, 18 Abb., Halle 1928. [1928].

Schmidt, R.: Beschaffenheit und Entstehung parallelfaseriger Aggregate von Steinsalz und von Gips. — Dissert., Kiel 1911. [1911].

Schriel, W.: 1922. Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser und Südharz. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **93**, 65 S., 4 Abb., 1 Karte, 3 Taf., Berlin 1922. [1922].

Smith, B.: The Chellaston Gypsum Breccia in its Relation to the Gypsum-Anhydrite Deposites of Britain. — Quart. Journ. geol. Soc., **74**, S. 174—203, 7 Fig., 2 Taf., London 1918. [1918].

Spethmann, A.: Morphologische Studien am Gipszug von Osterode im Harz. — N. Jb. Abh., S. 159—170, Taf. 7, 1 Abb., Stuttgart 1910. [1910].

Stille, H.: Das Einsetzen der „saxonischen" Richtungen im westdeutschen Jungpalaeozoikum. Göttinger Beiträge zur Saxonischen Tektonik II. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **116**, S. 39—74, 3 Taf., Berlin 1930. [1930].

Traube, J.: Kolloide Vorgänge beim Binden des Gipses. — Kolloid Z., **25**, S. 62—66. [1919].

Udden, J. A.: The age of the Castile gypsum and the Rastlerspringsformation. — Am. Journ. Sc., 4, **40**, S. 151—156, 1 Abb. [1915].

—: Laminated Anhydrite in Texas. — Bull. geol. Soc. America, S. 347—354, 4 Taf. [1924].

Veit, K.: Künstliche Schiebungen und Translationen in Mineralien. — N. Jb., **45**, A, S. 121—148, Stuttgart 1921. [1921].

Wallace, R. C.: Gypsum and Anhydrite in Genetic Relationships. — Geol. Mag., **61**, S. 271—276. [1914].

van Werwecke, L.: Bemerkenswerte Vorkommen von Anhydrit, Dolomit, Braunspat, Magnesit, Siderit, Eisenkies und Bitumen in Mesozooischen und Tertiären Schichten des linken Rheingebietes südlich des Rheinischen Schiefergebirges. — Geol. Rundschau, **16**, S. 287—304. [1925].

Wetzel, W.: Die Salzbildungen der chilenischen Wüste. — Chemie Erde, **3**, S. 375 bis 436, 15 Abb., 1 Taf., Jena 1928. [1928].

Zawaritzky, A.: Le Gypse et l'anhydrite du village Okhelébinino. Russ. mit franz. Res. — Bull. Com. Geol., **43**, S. 973—985, 3 Abb., Leningrad 1924. [1924].

ZIMMERMANN, E.: Steinsalz mit Wellenfurchen von Schlitz in Hessen. — Z. deutsch. geol. Ges., **60**, S. 70. [1908].

—: Der Thüringische Plattendolomit und sein Vertreter im Staßfurter Zechsteinprofil, sowie eine Bemerkung zur Frage der Jahresringe. — Z. deutsch. geol. Ges., Mber., S. 357, 1913. [1913].

Geologische Spezialkarte von Preußen und Nachbarländern.

DAHLGRÜN, F.: Blatt Stolberg mit Erläuterungen. (Manuskript) 1932.

FULDA, E.: Blatt Eisleben mit Erläuterungen. Berlin 1923.

SCHRIEL, W. & VON GAERTNER, H. R.: Blatt Nordhausen-Nord mit Erläuterungen. (Manuskript) 1932.

—: Blatt Ellrich mit Erläuterungen. (Manuskript) 1932.

—: Blatt Lauterberg mit Erläuterungen. (Manuskript) 1932.

— & VON BÜLOW, K.: Blatt Frankenhausen mit Erläuterungen. Berlin 1926.

— & —: Blatt Kelbra mit Erläuterungen. Berlin 1926.

Druckfertig eingereicht am 20. Mai 1932.

„Imprimatur" erteilt am 5. August 1932.

Über eine interglaziale Ablagerung nahe Wiedenbrück (Westfalen) und ihre Fauna

Von Th. Schmierer, Berlin

Interglaziale Ablagerungen sind in Westfalen nicht bekannt, nachdem erwiesen ist, daß die Deutung der sogenannten „Schneckensande" des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes als Interglazial durch H. Menzel (1912) verfehlt war. Soviel mir bekannt, hält heute keiner der in Westfalen tätigen Geologen an der damals, in der Hauptsache auf Grund der Molluskenfauna, aufgestellten Gliederung des dortigen Diluviums fest.

Um so wichtiger erschien mir eine Mitteilung des Kollegen W. Wolff, daß er bei Gelegenheit einer bodenkundlichen Bereisung der Provinz Westfalen in der Ziegelei Eusterbrock, ungefähr 1 km südwestlich von Wiedenbrück, schneckenführende Schichten von zweifellos diluvialem Alter aufgefunden habe. Gerne folgte ich seiner Anregung, das Vorkommen einer eingehenden Untersuchung zu unterziehen.

Die Ziegelei Eusterbrock liegt in der außerordentlich flachen Münsterschen Ebene bei etwa 80—83 m ü. N. N. im Gebiete der diluvialen Hochfläche. Die diluviale Terrasse der Ems liegt im Bereiche des Städtchens Wiedenbrück bei 72—75 m, das Emsalluvium bei 70—72 m.

Die Mächtigkeit des Höhendiluviums beträgt in der Grube nur etwa 4,5 m; den Untergrund bilden dunkle, schiefrige Tonmergel des obersten Untersenon[1]), die durch zahlreiche Mergelkonkretionen ausgezeichnet sind. Die diluvialen Ablagerungen lassen Störungen durch Eisdruck nicht erkennen, sie sind regelmäßig horizontal geschichtet. In der Mitte der Grube, wo die diluvialen Sedimente ungefähr ihre größte Mächtigkeit erreichen, ist folgendes Profil aufgeschlossen:

1. Lehmiger Sand, schichtungslos, mit sehr vereinzelten, höchstens faustgroßen nordischen Geschieben . . . . . 0.50 m
   An der Basis einzelne Brauneisenkonkretionen (alte Grundwasserausscheidungen)
2. Blaugrauer feinsandiger Ton . . . . . 0.40 m
3. Desgl., mit Kalkkonkretionen und einzelnen Mollusken . . . . . 1.00 m
4. Desgl., rostgelb, mit Brauneisenkonkretionen (diluviale Grundwasserausscheidungen) . . . . . 0.20 m
5.[2]) Rostfleckiger blaugrauer Tonmergel . . . . . 0.80 m

[1]) Nach freundlicher Mitteilung der in der weiteren Umgebung mit geologischen Aufnahmen beschäftigten Herren Udluft und Beyenburg.

[2]) Auf beiden Seiten der Grube mit einer (hier auskeilenden) 0,30—0,40 m mächtigen Schicht plattiger, schlecht gerundeter Kalksteinschotter untersenonischen Alters, deren Heimat wahrscheinlich in den Beckumer Bergen zu suchen ist.

6. Humoser dunkler Tonmergel . . . . . 0.12 m
7. Kalkreicher, fast weißer Tonmergel mit reicher Molluskenfauna 0.10 m
8. Blaugrauer Mergel . . . . . ca. 1.50 m
9. Dunkle Schiefertonmergel mit runden Kalkkonkretionen . . . . Ober-Senon

Proben wurden aus allen fossilverdächtigen Ablagerungen (2—8) entnommen. Die von Herrn Dr. Heck auf meine Bitte ausgeführte pollenanalytische Untersuchung hatte ein völlig negatives Ergebnis, merkwürdigerweise sogar bei der durch humose Bestandteile dunkelgefärbten Schicht 6. Aus Schicht 3 wurden durch Schlämmen lediglich gewonnen einige Früchte von *Potamogeton natans* und aus 6 ein Stück Wurzelholz, das nach W. Gothan zu *Clematis* gehört. Möglicherweise handelt es sich aber um einen rezenten Rest dieser tiefwurzelnden Pflanzengattung. Dagegen treten Mollusken in allen Schichten von 3 bis 8 auf, in großer Menge in der Schicht 7, die deshalb in erster Linie ausgebeutet worden ist. Schicht 2 ist wohl erst zur Alluvialzeit entkalkt und deshalb frei von Mollusken.

Die gesamte, in der Ziegelei aufgeschlossene Schichtenserie wird zur Herstellung der Ziegel verwertet, nur die in Anm. 2 erwähnte Schotterlage erwies sich als ungeeignet und wird sorgfältig ausgehalten. Die ziemlich fetten, zähen Tonmergel lassen sich schwer schlämmen. Um den Schlämmprozeß zu erleichtern, wurden die Tonmergel zunächst unter Zusatz von Soda gekocht. Die dabei zu Tausenden gewonnenen Mollusken sind, soweit ihre Größe einige Millimeter nicht übersteigt, ausgezeichnet erhalten. Alle größeren Arten aber, wie *Arianta arbustorum*, *Eulota fruticum*, *Perforatella bidens* und die Clausilien, sind ausnahmslos zertrümmert und nur nach Bruchstücken zu bestimmen. Worauf ist nun diese Zertrümmerung zurückzuführen? Hier müssen verschiedene Möglichkeiten in Betracht gezogen werden. Zunächst ist zu sagen, daß der Schlämmprozeß so sorgfältig durchgeführt wurde, daß dabei kaum ein Zerbrechen der doch recht widerstandsfähigen Schalen bewirkt worden ist. Eisdruck kommt ebenfalls kaum in Betracht, da die Erhaltung der kleineren Schalreste nichts zu wünschen übrig läßt, und irgendwelche Aufpressungen und Stauchungen der molluskenführenden Ablagerungen nicht zu beobachten sind: das vorrückende Inlandeis hat den Untergrund ungestört gelassen. Lediglich die aus etwas lehmigen Sanden bestehende Schicht 1 vertritt die eiszeitlichen Ablagerungen. Sie ist außerordentlich geschiebearm und fluvioglazialen Ursprungs, wahrscheinlich von saaleeiszeitlichem Alter. Echte Grundmoränen fehlen hier also, sind aber in der Umgebung weit verbreitet.

Da ferner die Schalreste so wohlerhalten sind, daß die Bestimmung mit Hilfe der Schalenskulptur, z. B. bei *Arianta arbustorum*, *Perforatella bidens*, ohne weiteres möglich ist, können sie auch keinen weiten Transport — etwa in einem Flußbett — durchgemacht haben; es weisen vielmehr alle Merkmale darauf hin, daß die Mollusken in der Hauptsache vollständig als Geniste im Hochflutgebiet eines Flusses abgesetzt und erst später „in situ" zerbrochen sind. Die Einlagerung rostfarbiger Schichten, konkretionärer Bildungen aus Kalk und Eisenhydroxyd, läßt auf erhebliche Grundwasserschwankungen zur Zeit und unmittelbar nach der Ablagerung der Tonmergel schließen. Diese jahreszeitlichen Schwankungen mußten auf die Schalen in dem leicht quellbaren Tonmaterial, das auch vielfach deren Inneres erfüllte, weit ungünstiger einwirken, als etwa bei einem Wiesen- oder Quellkalk (Travertin), bei Torf oder einem unter das Grundwasser geratenen Löß. Alle größeren Schalen zerplatzten infolge dieses Vorganges, die Trümmer wurden unter dem Druck des Deck-

gebirges, vielleicht auch unter der Einwirkung von Frostperioden, gegeneinander verschoben. Einigermaßen vollständig erhalten geblieben sind deshalb nur die durch eine Lippe oder durch Zahn- und Lamellenbildung verdickten Mündungen von *Arianta arbustorum*, *Perforatella bidens* und der Clausilien.

Ein Wechsel der Molluskenfauna innerhalb des Profils läßt sich nach den bisherigen Aufsammlungen nicht nachweisen, doch sind zwei Arten, nämlich *Tropidiscus planorbis* und *Succinea schumacheri*, nicht in der jetzt im Abbau begriffenen Grube, sondern wenige Meter südlich davon an einer alten, jetzt verlassenen Grubenwand durch Ablesen gewonnen worden.

Folgende Arten sind bisher, in der Hauptsache durch Ausschlämmen, nachgewiesen worden:

Vitrina sp. Anfangswindung
Vitrea crystallina MÜLL. vereinzelt
Zonitoides nitidus MÜLL.
Zonitoides hammonis STRÖM. gemein
Limax, innere Schälchen verschiedener Arten, zahlreich
Goniodiscus ruderatus STUD. f. *alhardae* ANDR. nicht selten
Punctum pygmaeum DRAP. selten
Eulota fruticum MÜLL. selten
Fruticicola hispida L. ziemlich selten
Perforatella bidens CHEMN. In Bruchstücken gemein
Arianta arbustorum L. Große Stücke, in Bruchstücken häufig
Clausilia (Kuzmicia) pumila C. PFR. gemein
Clausilia (Kuzmicia) bidentata STRÖM. sehr selten
Succinea oblonga elongata SDB. vereinzelt
Succinea schumacheri ANDR. 1 Stück
Vallonia pulchella MÜLL. ziemlich selten
Vallonia enniensis GRDL. gemein
Vallonia costata MÜLL. nicht selten
Vertigo antivertigo DRAP. sehr häufig
Vertigo pygmaea DRAP. selten
Vertigo substriata JEFFR. selten
Vertigo genesii geyeri LINDH. selten
Vertigo angustior JEFFR. sehr häufig
Pupilla muscorum MÜLL. selten
Cochlicopa lubrica MÜLL. selten
Carychium minimum MÜLL.
in der Form *inflata* HARTM. gemein
Stagnicola palustris MÜLL.
in einer kleinen Kümmerform häufig
Galba truncatula MÜLL. In Zwergformen gemein
Tropidiscus planorbis L. klein. 2 Stück
Paraspira leucostoma MÜLL. In Kümmerformen gemein
Valvata pulchella STUD. nicht selten
Pisidium sp. sp. häufig
Fischreste, Nagetierzähnchen, unbestimmbare Knochenreste und aus der Kreide aufgenommene Foraminiferen.

Außerdem ist nach freundlicher Mitteilung des Besitzers, Herrn Eusterbrock, vor Jahren ein Elefantenzahn in den diluvialen Schichten der Grube gefunden worden.

Aus diesem Konchylienbestand geht hervor, daß es sich um eine Flußablagerung handelt. Wie im Geniste der heutigen Flüsse finden sich ganz vorwiegend Landschnecken. Die wenigen Wasserschnecken, von denen nur *Galba truncatula* in großer Menge vertreten ist, leben mit Vorliebe in Tümpeln, die den Flußsystemen angeschlossen sind. Die geringe Größe läßt darauf schließen, daß diese häufig der Austrocknung unterworfen waren, oder daß sonstige

ungünstige Lebensverhältnisse herrschten. Das Überwiegen feuchtigkeitsliebender Arten ist im Geniste die Regel und läßt keine klimatischen Schlüsse zu. Immerhin fehlen auch Formen, die hauptsächlich in lößartigen Ablagerungen auftreten, wie die beiden Succineen, nicht völlig. Neben zahlreichen Wiesenformen (*Zonitoides nitidus*, den Vertigonen, *Pupilla muscorum*, *Carychium minimum* etc.) fehlen auch nicht Buschschnecken, wie *Arianta arbustorum* und *Eulota fruticum*, und auf Laubwald angewiesene Arten, vor allem die in großen Mengen auftretenden Clausilien. *Perforatella bidens* und *Kuzmicia pumila* sind charakteristisch für Erlenbrücher, auch *Vertigo substriata* hält sich nach meiner Erfahrung am liebsten dort auf[3]).

Von den sicher bestimmbaren 29 Arten sind 7 in der heutigen Fauna des Gebietes nicht mehr vertreten, nämlich:

Goniodiscus ruderatus STUD. f. *alhardae* ANDR.
Perforatella bidens CHEMN.
Clausilia (Kuzmicia) pumila C. PFR.
Succinea oblonga elongata SDB.
Succinea schumacheri ANDR.
Vallonia enniensis GRDL. (*costellata* SDB.)
Vertigo genesii geyeri LINDH.

G. ruderatus ist in der von ANDREAE beschriebenen, deutlich gekanteten Form *alhardae* nur bekannt aus den altdiluvialen Ablagerungen von Hangenbieten, Mosbach und Schierstein bei Wiesbaden. Die Normalform ist in zahlreichen quartären Ablagerungen gefunden, in der heutigen norddeutschen Tiefebene aber nur in isolierten Posten vertreten. Sie darf jedoch nicht, wie STEUSLOFF neuerdings überzeugend nachgewiesen hat, als Glazialrelikt aufgefaßt werden, sie ist eine „kontinentale Waldschnecke", in Westeuropa seit dem Pliozän verbreitet, im Diluvium als charakteristisch für Interglazialablagerungen zu bezeichnen, fehlt glazialen Ablagerungen, also Interstadialen, eiszeitlichen Schottern und dem Löß, völlig, ist im Altalluvium West- und Mitteleuropas noch weit verbreitet und hat erst seitdem stark an Boden verloren (STEUSLOFF, 1928, S. 234). Oftmals hat das Vorkommen von *G. ruderatus*, *V. substriata*, *genesii* zusammen mit ausgesprochen „wärmeliebenden" Arten (von denen ich bei Wiedenbrück lediglich *Eulota fruticum* und *Vallonia enniensis* aufzuführen vermag) oder mit südlichen, östlichen und südöstlichen Arten dazu Veranlassung gegeben, von einer „Mischfauna" zu sprechen. GEYER, bei der Auswertung der Molluskenlisten für klimatische Folgerungen im Gegensatz zu vielen anderen Autoren außerordentlich vorsichtig, schließt bei mehreren Vorkommen, die, wenn auch außerhalb des Verbreitungsbezirks der diluvialen Vereisungen gelegen, doch als interglazial anzusehen sind, auf ein „kontinentaleres, kontrastreicheres Klima" (1910, S. 103; 1912, S. 42 usw.). Auch WÜST (S. 295) kommt bei der Analyse der Fauna des Pleistozäns von Weimar zu dem Schluß, daß „in der ersten Waldphase der Riß-Würm-Eiszeit" ein ziemlich warmes gemäßigtes Waldklima geherrscht habe, das aber „ein merklich kontinentaleres Gepräge besaß als das heute im deutschen Mittelgebirgsland herrschende".

Nach STEUSLOFF (1928, S. 240) war und ist das Strahlungszentrum für *G. ruderatus* Nordasien. Dieselbe Rückwanderung nach Osten beobachten wir bekanntlich bei einer ganzen Reihe weiterer diluvialer Mollusken. *Perforatella bidens*,

[3]) Auch LINDHOLM ist, wenigstens für sein russisches Sammelgebiet, dieser Meinung.

im Diluvium bei Hangenbieten nahe Straßburg, bei Cannstatt, Mauer, Mosbach, Bietigheim und Lauffen a. N. verbreitet, hat sich heute bis zur Unterelbe, zur Weser und oberen Lahn, zum mittleren Main, zur Regnitz und dem Lech in Bayern zurückgezogen. Ungefähr dieselbe Grenzlinie hält heute *Clausilia (Kuzmicia) pumila* (Zgl.) C. Pfr. ein, wie *Perf. bidens* eine sarmatische Art. Auch sie war im Diluvium weit nach Westen verbreitet, in Württemberg, im Elsaß, ja bis in die Nähe von Paris und nach England. Über die quartäre Verbreitung im Vergleich zu der heutigen sind wir bei *Vertigo substriata* und *V. genesii* noch nicht ausreichend unterrichtet. Nach den bisherigen Angaben scheint das Verbreitungszentrum im nordöstlichen Europa zu liegen; sicher ist, daß beide Arten in quartären Ablagerungen viel häufiger waren als in der Gegenwart. Sie gehören heute, insonderheit *V. genesii*, zu den größten Seltenheiten. *V. genesii* mit der zu ihrem Formenkreis gehörigen *geyeri* Lindholm wird heute noch vielfach zusammengeworfen mit ähnlichen, aber unter anderen ökologischen Verhältnissen lebenden Arten *(V. alpestris, parcedentata)*.

Als diluvial gelten die beiden, hauptsächlich im Löß verbreiteten Succineen: *Succinea oblonga elongata* und *S. schumacheri;* auch *Vallonia enniensis* wird von Geyer (1927, S. 37) als ein „mediterraner Bestandteil unserer Pleistocänfauna" angesehen. Sehr auffallend ist jedenfalls das Vorherrschen dieser Form im Vergleich zu den beiden heute in ganz Deutschland gemeinen Vallonien: *V. pulchella* Müll. und *costata* Müll.

Die fossilführenden Ablagerungen von Wiedenbrück enthalten also eine Molluskenfauna, die zu etwa 25 % aus heute im Gebiet erloschenen Arten besteht. Zu derselben Zahl kommt Geyer bei seinen Feststellungen über den Anteil lokal erloschener Molluskenarten für das Altdiluvium Württembergs. Die Übereinstimmung ist um so auffallender, als hier ein vereist gewesenes Gebiet in Vergleich gesetzt wird mit dem — abgesehen von Oberschwaben — stets eisfrei gebliebenen Württemberg. Das faunistische Ergebnis steht also in völligem Einklang mit dem geologischen. Unser Vorkommen liegt außerhalb des Verbreitungsgebiets der letzten, der Weichselvereisung. Es wird überlagert von saaleeiszeitlichen Aufschüttungen, unterlagert von Kreide. Also könnte auch an präglaziale Ablagerungen gedacht werden. Die faunistische Zusammensetzung zeigt aber, wie wir gesehen haben, so deutliche Anklänge an die Eiszeit, daß ein höheres, etwa pliozänes Alter nicht in Frage kommt. Andererseits zeigen eiszeitliche Ablagerungen hinsichtlich ihres faunistischen Inhalts zwar vielfach großen Individuenreichtum, aber auffallende Artenarmut. Wir kommen demnach zu dem Ergebnis, daß es sich um keine interstadiale, sondern um eine Ablagerung des Elster-Saale-Interglazials handelt.

Da erfahrungsgemäß die von einem Fluß ausgeworfenen Genistfaunen in ihrer Zusammensetzung rasch wechseln, ist zu hoffen, daß bei einer Erweiterung der Grube neue Aufsammlungen unsere Kenntnis der Fauna — und vielleicht auch der bisher fast ganz fehlenden Flora — wesentlich ergänzen werden. Insbesondere wäre auch auf die Wirbeltierreste und auf menschliche Artefakte zu achten.

Zusammenfassung

Die in der Ziegeleigrube Eusterbrock bei Wiedenbrück abgebauten Tonmergel enthalten eine reiche, hauptsächlich aus Mollusken bestehende Fauna, die zu etwa 25 % örtlich erloschen ist. Sie ist abgelagert im Hochflutgebiet eines Flusses der Elster-Saale-Interglazialzeit und läßt Schlüsse auf ein dem

heutigen entsprechendes, aber mehr kontinentalen Charakter tragendes Klima zu. Die Interglazialablagerungen sind nur von geringmächtigen, fluvioglazialen Bildungen überdeckt und werden in 4—5 m Tiefe unterteuft von Tonmergeln des obersten Untersenons.

Literatur

Bärtling, R.: Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, Mber. 3, S. 155—177, 1912.

Borcherding, F.: Die Molluskenfauna der nordwestdeutschen Tiefebene. — Abh. naturw. Ver. Bremen, **8**, S. 255—363 und S. 551—557, 1884; S. 141—166, 1887; **10**, S. 335—367, 1888.

Andreae, A.: Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsaß usw. — Abh. geol. Spezialk. Elsaß-Lothr., **4**, S. 1—86, 1884.

Geyer, D.: Zur Molluskenfauna der Sande von Mauer. — Ber. Vers. oberrh. geol. Ver. 43. Vers. (Dürkheim), S. 94—103, 1910.

—: Die Molluskenfauna der diluvialen und postdiluvialen Kalktuffe des Diessener Tales usw. — Mitt. geol. Abt. württ. statist. L.-A., Nr. 9, S. 1—55, 1912.

—: Über einige Schnecken aus dem Diluvium und ihre Bedeutung für die Ermittlung des Klimas. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **3**, S. 98—112, 1913.

—: Die Quartärmollusken und die Klimafrage. — Paläont. Z., **5**, S. 72—94, 1922.

—: Unsere Land- und Süßwasser-Mollusken. 3. Aufl., Stuttgart 1927.

Lindholm, W. A.: Studien an paläarktischen *Vertigo*-Arten. — Arch. Molluskenk., **57**, S. 241—251, 1925.

Menzel, H.: Die Quartärfauna des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirkes. — Z. deutsch. geol. Ges., **54**, Mber. 3, S. 177—200, 1912.

Steusloff, U.: *Goniodiscus ruderatus* (Stud.) am Niederrhein. — Arch. Molluskenk., **60**, S. 229—243, 1928.

—: *Succinea antiqua* Colbeau, eine Löß-Schnecke aus dem Diluvium des Niederrheingebietes. — Eiszeit, **1**, S. 100—102.

Wegner, Th.: Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. — Westfalenland I, Paderborn 1926.

Wüst, E.: Die plistocänen Ablagerungen des Travertingebietes von Weimar usw. — Z. Naturw., **82**, S. 162—252, 1910.

Druckfertig eingereicht am 28. April 1932.
„Imprimatur" erteilt am 25. Juli 1932.

Nachtrag zu der Arbeit von O. BURRE:

Die prätrachytische Oberflächengestaltung am Südrande der Niederrheinischen Bucht und ihre Veränderungen durch Eruptionsmechanismus und jüngere Schichtenverschiebungen

(Dies. Jb. **53**, 1932, S. 324)

Von OTTO BURRE, Berlin

Bei der Bearbeitung von Gesteinsproben aus den untermiozänen Schichten der Grube Stößchen am Minderberge (SO-Ecke des Meßtischblattes Königswinter) fanden sich an zwei Stücken aus der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt geringe Reste stark verwitterten Trachyttuffes. Das Untermiozän liegt hier am Südfuße des Minderberges bei etwa 340 m über NN auf der präoligozänen Landoberfläche. Die Höhenlage zeigt gegenüber dem nächsten Vorkommen von Trachyttuff am Broderkonsberge bei etwa 320 m ein weiteres schwaches Ansteigen der prätrachytischen Oberfläche nach Süden. Damit fügt sich dieses am weitesten nach Südosten gelegene Vorkommen von Trachyttuff in der Umgebung des Siebengebirges vollständig in das in der Arbeit beschriebene Bild ein.

Da die untermiozänen Schichten am Minderberge, ebenso wie diejenigen in der näheren und weiteren Umgebung, wahrscheinlich zum größten Teile mit dem oberen Aquitan (Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens) gleichaltrig sind, worüber ich an anderer Stelle ausführlich berichten werde, würde der Beginn der Trachyttuffausbrüche am Niederrhein spätestens in diese Zeit und nicht erst in das Burdigal fallen, wie ich in der Arbeit aus anderen Gründen annehmen zu können glaubte. Damit wird allerdings die Zeitspanne zwischen dem Ausgange des Alttertiärs und den Trachyttuffausbrüchen geringer, dürfte aber doch zur Erklärung der beschriebenen Erosionswirkung ausreichen.

Da der Text der Arbeit bereits ausgedruckt ist, konnte ihr dieser Nachtrag nicht mehr unmittelbar angefügt werden. Auf der Karte (Taf. 20) ist das Vorkommen von Trachyttuff am Minderberge noch nachgetragen worden.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Bitumenführende Horizonte im nordwestdeutschen Weißen Jura und ihre Bedeutung als Bildner schwefelwasserstoffhaltiger Grundwässer und Quellen

Von O. Grupe, Berlin

Hierzu Tafel 37—39 und 3 Textabbildungen

Inhalt

Seite
Einleitung 702
I. Stratigraphie 703
II. Paläogeographie und Bitumen 711
III. Die bitumenführenden Horizonte als Bildner schwefelwasserstoffhaltiger Grundwässer und Quellen 717
a) Die Schwefelquellen des Serpulits 717
1. Chemismus der Schwefelquellen 717
2. Hydrologie der Schwefelquellen 720
b) Die Schwefelquellen der Münder Mergel 725
IV. Die Asphaltvorkommen von Limmer und Vorwohle 726
Zusammenfassung 727

Einleitung

Nachdem durch die neueren, im Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins getätigten Erdölfunde von Volkenroda in Thüringen das allgemeine Problem der Bituminierung, zumal die Frage nach ihrem primären oder sekundären Charakter besonders akut geworden ist, liegt es nahe, zur Klärung dieses Problems, auch kohlenwasserstoffhaltige Schichten anderer Formationen in den Kreis der Betrachtung zu ziehen, mögen diese nun als fossil gewordene Erdöllagerstätten oder als Vorstadien der Erdölbildung anzusehen sein oder aber schließlich eine andere Art von der Erdölbildung parallelgehenden Bituminierung darstellen. So möchte ich denn im folgenden die Portlandschichten des nordwestdeutschen Weißen Jura behandeln, die, wie allgemein bekannt sein dürfte, durch einen gewissen Bitumengehalt sich vielfach auszeichnen, und zwar werde ich speziell die genannten Bildungen des Deisters, der Bückeberge und des Wesergebirges bei dieser Betrachtung in den Vordergrund stellen, da in diesen Gebieten der Bitumengehalt der Portlandschichten sich stärker bemerkbar macht, und nur vergleichsweise werde ich nötigenfalls die entsprechenden Gesteine der Nachbargebiete mit heranziehen.

Aber es ist noch ein weiterer Umstand, der die Portlandschichten oder doch gewisse Horizonte unter ihnen im Bereiche der genannten Jurazüge besonders interessant macht, das ist der Reichtum an Schwefelquellen, die an ihren Verlauf gebunden sind und in ursächlichem Zusammenhang mit ihrer Bitumenführung stehen. Und so erscheinen die kohlenwasserstoffhaltigen Portlandschichten nicht zum wenigsten auch wegen der durch sie veranlaßten chemischen Prozesse einer näheren Erörterung wert.

I. Stratigraphie

Das Portland gliedert sich bekanntlich in ein unteres Portland, bestehend aus Gigasschichten und Eimbeckhäuser Plattenkalken, und in ein oberes Portland, bestehend aus Münder Mergel und Serpulit.

Gigasschichten

Von der liegenden Kimmeridge-Stufe, die sich aus Kalken und — zuletzt im Oberen Kimmeridge vorherrschenden — Mergeln und Tonen zumeist zusammensetzt, unterscheiden sich die Gigasschichten dadurch hinreichend scharf, daß sie an Stelle des knollig-knorpeligen Habitus der Kimmeridgekalke mehr ebenflächige Kalkbänke bilden, die vielfach von kristallin-feinoolithischer Struktur sind und beim Anschlagen gern einen klingenden Klang geben. Mit den Kalken wechsellagern wiederholt weiche, schiefrige Mergel und Tone, doch treten sie im allgemeinen hinter den oft massig entwickelten Kalken zurück.

Ein anderes wichtiges Kriterium gegenüber den meist hellgrauen bis blaugrauen Kimmeridgekalken bildet der im vorliegenden Falle besonders interessierende Bitumengehalt, der zwar an sich im allgemeinen nur recht gering zu sein scheint, gleichwohl aber dem betreffenden Gestein eine dunkle bis schwärzliche Färbung verleiht und beim Anschlagen nicht selten den charakteristischen Bitumengeruch entwickelt. Der Bitumengehalt erscheint außerdem wiederholt in Form feiner, schwärzlicher Bestege auf den Schichtflächen angereichert, die dadurch die eigentliche Schichtung des massigen Gesteins bedingen (vgl. Taf. 37, Fig. 1 u. 2). Mit diesen bituminösen Schichtbestegen sind auch nicht selten die bekannten stylolithischen Strukturen verbunden (vgl. Taf. 37, Fig. 3), und ich erblicke in dieser Erscheinung einen schönen Beweis für die neuerdings gegenüber der alten Drucktheorie von Th. Fuchs, Reis und G. Wagner vertretenen Auflösungstheorie, nach der längs den Schichtflächen eine an Intensität wechselnde Kalkauslaugung stattgefunden hat, die als Rückstand die unlöslichen Bestandteile, Ton und Bitumen, in dadurch stärker hervortretendem Maße und in Form zackig verlaufender Bänder hinterlassen hat. Zugleich sind die etwa vorhandenen Eisenverbindungen bei diesem Prozeß in Eisenoxydhydrat übergeführt und verleihen dann dem Bitumenbesteg an Stelle der normalen schwarzen eine mehr dunkelbraune Färbung, wodurch der stattgehabte Auslaugungsvorgang noch besonders augenfällig wird. Es können jedenfalls diese in Verbindung mit Bitumenkappen stehenden stylolithischen Gebilde als besonders charakteristisch für die Gigaskalke gelten.

Die leitenden Ammoniten der Gigasschichten sind *Gravesia gravesi* d'Orb. und *Gravesia portlandica* d'Orb. Unter den Bivalven sind besonders häufig Corbulen, namentlich *inflexa, mosensis, alata* u. *deshayesea* sowie *Modiola lithodomus*, die manche Platten dicht bedecken, und die besonders an die weichen Mergel gebundenen *Cyprina brongniarti* und *nuculaeformis*.

Zur näheren Charakterisierung der Stufe mögen zwei umfangreichere Steinbruchsprofile, einmal vom Südhange des Deisters bei Altenhagen, zum anderen von der Nordseite des Wesergebirges bei Nammen dienen:

1. Steinbruch südöstl. Altenhagen

a) Eimbeckhäuser Plattenkalke

1. Graue, schichtige und bröckelige Mergel und Tone, in Wechsellagerung mit oft tiefschwarzen, dünnen Kalklagen und Kalkbänkchen, die zuweilen reich an *Corbula inflexa* A. R. sp., *alata* Sow. und *Modiola lithodomus* Dkr. u. K. ca. 5 m

b) Gigas-Schichten

2. Mehr oder weniger bituminöse, feinoolithische, dolomitische Kalke in quaderförmigen und dünneren Bänken mit vielfach stylolithischen Schichtflächen, in der oberen Hälfte getrennt durch Mergel und dünnschichtige Kalke. Viele Lagen reich an *Corbula inflexa* Roem., *alata* Sow., *autissiodorensis* Cott., *spora* Sauv. und *Modiola lithodomus* Dkr. u. K. 4 m
3. Graue Mergel und Tone mit einzelnen Kalklagen, die zuweilen zahlreiche *Corb. inflexa, Mod. lithodomus* und *Ostrea multiformis* führen 1,60 m
4. Oolithische, dolomitische Kalkbank, in einzelne Platten aufgelöst, mit *Corbula inflexa* usw. 1,25 m
5. Graue, meist feinschichtige Mergel mit Lagen knolligen, festeren Mergelkalkes und dünneren Kalkbänkchen, fossilreich: *Corbula inflexa* A. R. sp. und *Modiola lithodomus* Dkr. u. K., *Cyprina brongniarti* R., *nuculaeformis* R. usw. und von Ammoniten *Gravesia gravesi* D'Orb. 3,25 m
6. Graue dolomitische Kalkbank 0,45 m
7. Graue Mergel 0,60 m
8. Mehr oder weniger bituminöse, oolithische, dolomitische Kalke in dickeren und dünneren Bänken, mit gelegentlich dünnen, mergeligen Zwischenlagen, zuweilen reich an *Ostrea multiformis* Dkr. u. K., *Exogyra virgula* Defr. und *Corbula mosensis* Buv. sp., zuweilen auch *Gravesia gravesi* D'Orb. 4,25 m

2. Kollmeyer'scher Steinbruch auf der Westseite von Nammen

1. Graue, verwittert bräunlichgraue, poröse Kalke 0,5—0,6 m
2. Wechsel von Schiefertonen und plattigen Kalken 0,4 m
3. Kristalline, verwittert hellgraue bis bräunlichgraue, ostreenreiche Kalke mit stylolithischen Schichtflächen 1 m
4. Wechselfolge von Mergeltonen und Mergelkalken 0,5 m
5. Hellgraue bis bräunlichgraue kristalline Kalke 0,3 m
6. Wechsel von feinkristallinen, mehr oder weniger bituminösen Kalken und schiefrigen Tonmergeln. *Corb. inflexa, Modiola lithodomus* und Cyprinen 4,5 m
7. Dunkelgraue Mergeltone m. *Hemicidaris hofmanni* u. Ostreen 0,35 m
8. Wechselfolge von feinkristallinen, dunklen, bituminösen Kalken und geringmächtigen Schiefertonen 2,1 m
9. Dunkle Mergeltone mit eingelagerter Mergelkalkbank 0,25 m
10. Bankige, feinkristalline u. bituminöse Kalke mit stylolithischen Schichtflächen, getrennt durch dünne Mergellagen. *Gravesia gravesi* 2,7 m
11. Wechselfolge von Mergeltonen und Kalkplatten mit *Corbula inflexa* u. *Modiola lithodomus* 3,5 m
12. Dunkle, feinkristalline, bitumenreiche Stinkkalke 1 m
13. Wechselfolge von plattigen, kristallinen Kalken und Mergeltonen 0,8 m
14. Bankige, feinkristalline, bituminöse Kalke 1 m

Die Mächtigkeit der Gigas-Schichten schwankt zwischen 25 und 50 m, um dann ostwärts im Bereiche des östlichen Deisters ganz erheblich — bis auf einige Meter — abzunehmen. Mit dieser Mächtigkeitsabnahme in ursächlichem Zusammenhang steht zugleich eine eigenartige, von der normalen abweichende Entwicklung der Gigasschichten in Gestalt eines Abrasionskonglomerats, des sog. „Völkser Konglomerats", das aus abgerollten Brocken und Blöcken — von gelegentlich 1 m Durchmesser — der liegenden Kimmeridge- und Korallenschichten besteht und einem grünlichgrauen Mergel eingebettet ist. Dasselbe legt sich übergreifend über die älteren Weißjuraschichten hinweg. Die geröllfreien Gesteine sind teils gelbliche dolomitische Mergel, teils festere dickbankige oder plattige Kalke mit den bezeichnenden Fossilien *Corbula inflexa* und *Modiola lithodomus*, von denen die zu oberst liegenden plattigen Kalke als die gleichfalls nur in geringem Umfange zum Absatz gelangten Eimbeckhäuser Plattenkalke anzusehen sind.

Auch in den nördlich gelegenen Asphaltgruben von Limmer bei Hannover tritt dieses Völkser Konglomerat wieder in Erscheinung, über Mittlerem Kimmeridge transgredierend, und wird von grauen bis grünlichgrauen Kalken und Mergeln überlagert, die die drei obersten Asphaltbänke enthalten.

Folgendes zuerst von Schöndorf (1914) veröffentlichtes Profil nahe dem Waldrande nordwestlich Völksen veranschaulicht diese fazielle Ausbildung des unteren Portland am östlichen Deister:

1. Münder Mergel
   Mürbe, gelbliche Mergel 3 m
2. Unteres Portland (Eimbeckhäuser Plattenkalke und Gigas-Schichten)
   a) Plattige, gelbe Dolomite und graue Kalke ca. 1 m
   b) Feste, dickbankige Kalke 1,20 m
   c) Geröllschicht (Völkser Konglomerat)
   Grüne Mergel mit zahlreichen, zum Teil verkitteten Kalkgeröllen. Zwischengeschaltet gelegentlich festere Kalkbänke und dünnblätterige, schwarze Schiefer mit wenig Geröllen. Nicht selten *Ostrea multiformis* Dkr. & K.
3. Unterer Kimmeridge aufgeschlossen 1 m
   Dichte oder wenig oolithische, grünliche, feste Kalke mit *Ostrea multiformis* Dkr. & K., *Cyprina nuculaeformis* Roem., *Avicula gesneri* Thurm., *Holectypus corallinus* d'Orb.
   Nach mehreren Metern Unterbrechung:
4. Korallenoolith
   Feinoolithische, dünnbankige Kalke.

Eimbeckhäuser Plattenkalke

Gleich den Gigaskalken sind auch die Eimbeckhäuser Plattenkalke am östlichen Ende des Deisters bei Völksen nur erst kümmerlich entwickelt, in dem oben angegebenen Profil in Form 1 m mächtiger, plattiger, dolomitischer Kalke von gelblicher und grauer Farbe. Westwärts schwellen sie dann etwa bis Forsthaus Köllnisch-Feld zu einer Mächtigkeit von mehreren Metern an, um dann in der weiteren Umgebung von Eimbeckhausen sich ziemlich sprunghaft zu der schätzungsweise 100 m mächtigen Stufe herauszubilden, die von F. Römer nach dem letztgenannten Orte ihren Namen erhalten hat. Es sind durch wechselnden Bitumengehalt dunkelgraue bis schwärzlichgraue, außen hell verwitternde tonige Plattenkalke, die beim Anschlagen unter klingendem Geräusch in parallelepipedische Stücke stark zersplittern. Reine Mergel treten gegenüber den plattigen Kalken stark zurück, ebenso kommen bankige Kalke vom Aussehen der Gigas-Kalke zwar noch vor, spielen aber nur noch eine untergeordnete Rolle und nehmen dabei gern den Habitus eines mehr dolomitisch-sandigen Kalkes, wie auf dem Rücken südlich Eimbeckhausen, oder gar eines dolomitischen Sandsteins, wie nördlich Kessihausen oder am Wege südöstlich von Eimbeckhausen, an. Bemerkenswert ist dann noch das gelegentliche Auftreten brecciöser und konglomeratischer Bänkchen — nordöstlich und südlich Eimbeckhausen beobachtet —, die oft nur aus einzelnen scharfkantigen Fragmenten bestehen und die Wiederaufarbeitung des unmittelbar vorher sedimentierten Materials bezeichnen.

Die gewöhnlichsten, die Schichtflächen oft massenhaft bedeckenden Fossilien sind *Corbula inflexa* Roem. und *Modiola lithodomus* Dkr. & K., neben denen auch noch andere Corbulen, wie *alata* Sow., *prora* Sow. und *autissiodorensis* Cott. sich finden. Gewisse Platten enthalten auch in dichter Anhäufung *Turritella minuta* Dkr. & K., und besonders interessant sind die früher durch Struckmann in dem Altenhagener Aufschluß festgestellten Brackwasser-

Gastropoden, wie *Paludina roemeri* Dkr., *P. schusteri* Roem., *Neritina valdensis* Roem., *Valvata helicoides* Forbes u. a.

In ihrer eigenartigen Beschaffenheit als dunkle tonige Plattenkalke bleibt die Stufe über die Weser hinaus entlang dem Wiehengebirge einigermaßen konstant, um dann erst weiter im Westen der Bentheimer Bohrung zufolge (Harbort, 1907, Bentz, 1926) ebenso wie scheinbar auch die Gigasschichten mehr den Charakter einer salinischen Fazies nach Art der Münder Mergel anzunehmen. Nur der Umfang der Formationsstufe wird vom Deister aus, wo sie in der Umgebung von Eimbeckhausen, wie erwähnt, plötzlich auf ca. 100 m anwächst, wieder erheblich geringer und beträgt im allgemeinen nur 25—30 m. Von besonderem Interesse ist nun, daß im Gegensatz zu dieser beständigen Entwicklung entlang der ganzen Weserkette auf dem Gegenflügel des Osnings die Eimbeckhäuser Plattenkalke als solche nicht mehr erkennbar sind nach Mestwerdt's und Haack's Untersuchungen und scheinbar hier in einer den Münder Mergeln ähnlichen reinen Mergelfazies vorliegen. In südöstlicher Richtung vom Ostende des Deisters aus nimmt die Mächtigkeit ebenfalls erheblich zu und erreicht nach von Koenen am Hils Beträge von ca. 100 m, und zwar bei gleichbleibender Beschaffenheit der Plattenkalke, die allerdings gelegentlich eine brecciöse bis konglomeratische Struktur (Koert) erkennen lassen.

Münder Mergel

Auf die Eimbeckhäuser Plattenkalke folgt die Formation der Münder Mergel, die wiederum im Osten am Ostende des Deisters erst nur schwach, bis zu ca. 30 m, entwickelt ist, dann aber westwärts mehr und mehr anschwillt, in der Bohrung Soldorf bereits über 350 m und bis über Minden hinaus, nach der Breite ihres Ausbisses zu urteilen, sogar die bedeutende Mächtigkeit von über 500 m erreicht.

Es sind in der Hauptsache graue und bunte, rote und bläuliche, zumeist dolomitische Mergel, die gelegentlich festere Steinmergelbänke, sowie bräunlich verwitternde, sandig-dolomitische Platten einschließen, die nicht selten von Steinsalzpseudomorphosen bedeckt werden. Daneben finden sich häufig auch klotzige Zellenmergel und Zellenkalke als letzte Rückstände der im tieferen Untergrunde vorhandenen Gips- und Salzlager. Auch über Tage sind einzelne Gipsstöcke noch erhalten, so an verschiedenen Stellen des Hils (nordwestl. Stroit, im Weenzer Gipsbruch, im Sparensiek und Hilsborn), südl. Rodenberg am Deister und in einer ehemaligen, inzwischen zugeworfenen Mergelgrube bei Nammen an der Nordseite des Wesergebirges. Im übrigen sind unter Tage Anhydritbänke in stärkerem Maße, wechsellagernd mit Mergeln, durch die Bohr-, Schacht- und Grubenaufschlüsse von Barsinghausen und Obernkirchen an verschiedenen Punkten (Schächte und Grubenstrecken von Barsinghausen und Obernkirchen, Bohrung Vornhagen) nachgewiesen.

Den Beweis von der Existenz mächtigerer Steinsalzschichten in der Tiefe erbringen uns sodann eine Reihe von Solquellen (Salzhemmendorf, Wallensen, Münder, Soldorf), die den Münder Mergeln entspringen. Auch der verhältnismäßig hohe Salzgehalt — bis 250 gr/l — der Grubenwässer des Obernkirchner und des ehemaligen Bölhorster Wealdenkohlenbergbaus bei Minden, welch letztere durch das Bad „Minden" noch heute genutzt werden, kann nur dem Salzlager der liegenden Münder Mergel entstammen, und zwar scheint nach den oben angegebenen Tiefenaufschlüssen, die entweder nur den oberen salz-

freien Teil der Münder Mergel aufgedeckt oder, wie die Schächte von Barsinghausen, überhaupt nicht salzfündig geworden sind, das Steinsalz nur in einzelnen isolierten Massen vorhanden zu sein und dann der tieferen Region der Münder Mergel anzugehören.

Von Bedeutung ist nun, daß gerade an diese salinischen Gesteine die Bituminierung gebunden erscheint. Tatsache ist jedenfalls, daß die verschiedengefärbten Mergelschichten im allgemeinen einen merklichen Bitumengehalt nicht erkennen lassen, daß dagegen die zutage tretenden Gipse nicht selten sich durch stärkere Bituminierung auszeichnen. So erwähnt Duncker (1841, S. 271) aus dem Bereich der Münder Mergel des Nammer Holzes bei Nammen ein stockförmiges Vorkommen von bituminösem Gips mit eingesprengten Partien reinen Schwefels, aufgeschlossen in einer ehemaligen, heute nicht mehr auffindbaren Mergelgrube, und auch der südlich Rodenberg anstehende Gipsfelsen enthält schwärzliche bituminöse Lagen. Besonders charakteristisch in dieser Beziehung ist aber der größere Aufschluß des Weenzer Gipsbruches am Hils, in dem der Gips von einer Reihe tiefschwarzer, bituminöser Schichten durchzogen wird, an die außerdem wiederholt Knollen von gediegenem Schwefel

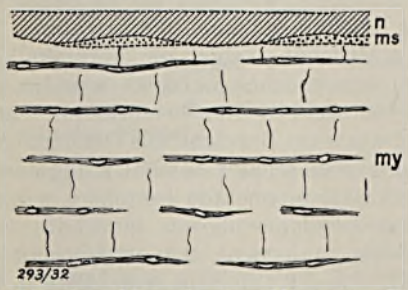


Abb. 1. Gipsstock des Münder Mergels im Weenzer Gipsbruch am Hils. Der Gips (my) wird von einzelnen bituminösen Schmitzen schichtweise durchzogen, an die wiederholt Knollen von gediegenem Schwefel gebunden sind. Als oberste Schicht des Münder Mergels erscheint lokal ein bituminöser Sandstein (ms) und darüber in transgressiver Lagerung Neokomton (n), und zwar Hauterive

gebunden sind (vgl. Taf. 37, Fig. 4). Das in der Abb. 1 schematisch wiedergegebene Profil ist nach dem Aufschlusse während der Kriegszeit gezeichnet, in der das Schwefelvorkommen auf seine etwaige Bauwürdigkeit von mir untersucht wurde. Zurzeit liegt der Bruch still und ist stark verrutscht.

Serpulit

Von recht heterogener Zusammensetzung ist die oberste Grenzzone des Weißen Jura, der Serpulit. Über Tage ist es eine Wechselfolge mergeliger Tone und Mergel, sowie fester Kalke bzw. Kalksandsteine, die in ihrem gegenseitigen Mengenverhältnis stark schwanken. Die Kalke und Kalksandsteine scheinen im allgemeinen im Osten, in der Hilsmulde, am Osterwalde und im östlichen Deister den Hauptbestandteil der 25—30 m mächtigen Stufe auszumachen und sind oft ohne Tonmittel in massiger Form ausgebildet, so z. B. bei Thüste (Hilsmulde) in über 12 m und in den auflässigen Bredenbecker Steinbrüchen am Deister in 6 m mächtigen Quadern. Die Kalke sind im allgemeinen fein-groboolithisch, seltener dicht und gehen dabei in gewissen Horizonten in Trümmerkalke und grobe Konglomerate über, die zumeist aber nur

aus dem unmittelbar vorher sedimentierten und aufgearbeiteten Material bestehen, im Gegensatz zu den Serpulitkonglomeraten des Osningzuges, die hier großenteils Muschelkalkgerölle führen. Eine bemerkenswerte Abart der oolithischen Fazies sind die durch einen Aufbau aus einzelnen rundlichen Lagen ausgezeichneten Sinterkalkknollen der bekannten Stromatolithe, die im Laufe der Zeit an verschiedenen Stellen der Hilsmulde, des Osterwaldes, Deisters und Teutoburger Waldes nachgewiesen sind.

Vom Ostende des Deisters aus nach Westen ist die weitere Entwicklung innerhalb der Weserkette derart, daß sowohl der Sandgehalt der festen Bänke wie ihre konglomeratische Struktur allmählich verschwindet — die letzten feinkonglomeratischen Kalke wurden am Deisterrücken südlich des Annaturms und in der im nördlichen Deistervorlande gelegenen Tiefbohrung Eckerde festgestellt — und daß die tonig-mergelige Fazies auf Kosten der Kalke erheblicher anwächst bei gleichzeitiger Zunahme der Gesamtmächtigkeit der Stufe, die an den Bückebergen sogar über Tage bis ca. 100 m erreicht. Die von den Mergeln eingeschlossenen Kalke treten oft so zurück, daß sie, wie z. B. in den Schacht- und Streckenaufschlüssen des Barsinghäuser Bergbaus, nur noch ca. 10 % der Stufe ausmachen, während sie im Westen im Georgschacht des Obernkirchner Reviers wieder stärker hervortreten. Über den Umfang von 1 m gehen in diesem westlichen Gebiet die Serpelkalke im allgemeinen nicht mehr hinaus, derartige 1 m mächtige Bänke wurden z. B. an dem Südhange der Bückeberge noch beobachtet. Ein bemerkenswerter Fazieswechsel macht sich dagegen wieder südwärts im Bereiche des Osningzuges nach Mestwerdt und Haack geltend, denn hier sind wieder sowohl Konglomerate, die, wie erwähnt, großenteils aus Muschelkalkkomponenten bestehen, wie auch sandige Schichten, nicht selten mit Steinsalzpseudomorphosen, innerhalb der Stufe entwickelt.

Im Untergrunde treten nun nach den Bohr- und Schachtaufschlüssen zu den Kalk- und Mergelschichten wiederholt Anhydrite in bis zu mehreren Metern mächtigen Bänken als Nachklänge der stärkeren salinischen Fazies der vorhergehenden Münder Mergel-Zeit. Z. T. sind es reine, z. T. von Kalk bzw. Dolomit mehr oder weniger durchsetzte Anhydrite, ebenso wie umgekehrt die Karbonatgesteine einzelne Anhydritknollen enthalten können. Über Tage kennzeichnen sich solche ausgelaugten Gipsschichten nicht selten durch eigenartige Gipsresiduen, so z. B. in den Bredenbecker Steinbrüchen am Deister durch mit Coelestin erfüllte Drusenlagen oder in der Bölhorster Ziegeleigrube bei Minden durch helle Faserkalkschnüre, die augenscheinlich an Stelle aufgelöster Gipslagen abgesetzt sind.

Besonders instruktiv für diese wechselnden Faziesbildungen ist das Bohrprofil Vornhagen an der Nordseite der Bückeberge und vor allem das Profil des neuen Georgschachtes des Obernkirchner Reviers, die im folgenden mitgeteilt werden sollen. Im Gegensatz dazu steht das von Herrn Kollegen Ebert aufgenommene Steinbruchsprofil vom Dahlberg am äußersten Ostende des Deisters nordöstlich Völksen, das die sandige und konglomeratische Beschaffenheit des massig entwickelten Serpulits im östlichen Gebiet zeigen mag.

1. Profil der Bohrung Vornhagen:

Hangendes: Wealden.

Serpulit

457—488,8 m Dunkle, mit zahllosen Cyprisschälchen bedeckte Mergelschiefer mit stark bituminösen Cyrenenkalklagen und — bei 479 u. 487 m — einzelnen Schichten von dichtem Kalk. Fossilien: Außer *Cypris* bei 457 m

Cyrena subtransversa, bei 460 m *Cyr. lentiformis* und bei 484 m *Estheria elliptica*

—489,1 m Anhydrit mit mergeligen Zwischenlagen

—495,75 m Dunkle, bituminöse Mergelschiefer, z. T. reich an *Cypris* und mit einzelnen Cyrenenlagen, die hauptsächlich *Cyr. lentiformis, Corbula alata* u. *Estheria elliptica* führen

—502,5 m Anhydrit mit mergeligen Lagen abwechselnd

—503,8 m Dunkle Mergelschiefer mit z. T. sandigen Kalkbänken

—510 m Abwechslende Lagen von Anhydrit, dunkeln Mergelschiefern und bituminösen Kalkschichten

—523,7 m Bituminöse Mergelschiefer, durchweg reich an Cyprisschälchen, mit Anhydrit in Lagen und Knollen und Schwefelkieseinsprenglingen, die z. T. an die Anhydritknollen gebunden sind, sowie mit z. T. etwas sandigen Kalk- bzw. Dolomitschnüren. Fossilien: Außer *Cypris Cyr. lentiformis, Corbula inflexa* u. *Estheria elliptica*

—541,65 m Graue u. dunkle Mergel, oft reich an *Cypris,* mit einzelnen tonigen Kalkbänken. *Cyrena angulata*

—541,85 m Graue Mergel mit Anhydritschnüren

—552,45 m Graue und dunkle, bituminöse Mergel, reich an *Cypris,* sowie einzelnen *Cyr. angulata* u. *Corb. alata*

—565 m Graue, nur z. T. noch schiefrige, sonst bröcklige Mergel mit nur noch vereinzelten dunklen Cyprislagen und mit einzelnen Knollen von Anhydrit und Schwefelkies. Gelegentlich dünne, kalkig-dolomitische Bänkchen. Bei 561 m *Corbula alata*

Münder Mergel

—582,8 m Graue, meist bröcklige Mergel, z. T. dolomitisch verhärtet oder in Dolomit übergehend. Von 565 m an Auftreten von Sole!

—583,5 m Graue Mergel wie eben, mit Anhydrit in Knollen und Lagen

—590 m Graue dolomitische Mergel.

2. Profil des Georgschachtes II:

Hangendes: Wealden.

Serpulit

329,5—330,5 m Dunkle Mergelschiefer mit Lagen von dichtem Kalk und von Anhydrit und Schwefelkies durchsetztem Stinkkalk

—345 m Mergelschiefer vorherrschend, oft reich an Cyprisschälchen mit Lagen von dichtem tonigen Kalk und z. T. kristallinem Stinkkalk. Bei 338 m Stinkkalk mit Erdwachs auf Klüften. Fossilien: Außer *Cypris Cyrena lentiformis* und *Corbula alata*

—348,7 m Anhydrit (98,38 %), von feinen Dolomitschmitzen durchsetzt

—353 m Dunkle Mergelschiefer, oft reich an *Cypris,* mit eingeschalteten dichten Kalken und Stinkkalken, die zuweilen von Anhydrit und Schwefelkies durchsetzt sind

—354 m Grauer toniger Kalk

—356,7 m Anhydrit (86 %), von einzelnen Dolomitschmitzen durchsetzt

—357 m Von Anhydrit durchwirkter Stinkkalk

—358,9 m Mergelschiefer

—359,4 m Von Schwefelkies durchsetzter Stinkkalk (Lumachelle), voll von unbestimmbaren Cyrenen und Corbulen

—360,3 m Dichter, dunkler, bituminöser Kalk

—361,5 m Anhydrit, von Dolomit etwas durchsetzt

—362,1 m Dunkler Mergelschiefer

—362,35 m Von Anhydrit und Schwefelkies durchsetzter Stinkkalk

—370,5 m Mergelschiefer, von zahlreichen Cyprisschälchen bedeckt, in Wechsellagerung mit dichten, tonigen, z. T. bituminösen Kalken. Fossilien: Außer *Cypris Cyr. lentiformis* u. *Estheria elliptica*

—371,5 m Mergelschiefer

—371,65 m Dichter, dunkler Kalk mit *Corbula inflexa* und *Cyrena lentiformis.*

3. Profil des Steinbruchs am Dahlberg südöstl. Völksen

1. Hellgrauer, zuoberst braun verwitterter, in einzelnen Platten abgesonderter Kalksandstein mit Kreuzschichtung 1,5 m

2.	Blaugraue, zum Teil sandige Tone	0,8 m
3.	Hellgrauer und hellbrauner, Serpeln führender Kalksandstein mit Kreuzschichtung, an der Basis feinklastisch	1,9 m
4.	Dunkle und helle mergelige Schiefertone	0,3 m
5.	Kalksandstein mit Kreuzschichtung	0,3 m
6.	Hellbrauner Kalk, reich an *Serpula coacervata,* an der Basis gröber und oolithisch	0,5 m
7.	Konglomeratischer Kalk mit Serpeln, einzelne Lagen aus abgerollten Muscheln bestehend	0,55 m
8.	Helle Kalksandsteine, abwechselnd mit grauen und grünlichgrauen Schiefertonen, in denen sie zuunterst zum Teil linsenförmige Einlagerungen bilden	0,5 m
9.	Hellgrauer, schwach sandiger und zum Teil in Kalksandstein übergehender Kalk mit Kreuzschichtung	1,7 m
10.	Fester Kalk mit einigen Serpeln, an der Basis konglomeratisch	0,4 m
11.	Hauptserpelbank, hochkristallin und zum Teil oolithisch	1,1 m
12.	Heller Kalksandstein mit Fossilien und Pflanzenresten, lagenweise konglomeratisch und an der Basis mit Tongallen	1,2 m
13.	Teils heller, teils dunkelblauer Kalksandstein mit Pflanzenresten, von Klüften ausgebleicht	0,5 m

Was die Bitumenführung anbetrifft, so sind in dieser Hinsicht die Serpulitschichten in ganz besonderem Maße unter den Portlandstufen ausgezeichnet, wenigstens an dem Zuge des Deisters und der Weserkette, der uns hier vor allem interessiert. Zwar ist der Bitumengehalt gegenüber den sonstigen Stoffen nicht sonderlich hoch und beträgt nach einzelnen Analysen von frischen Gesteinsproben des Georgschachtes nur bis 1,1 %. Gleichwohl verleiht er durch seine gleichmäßige und innige Verteilung sowohl den Tonen wie Kalken eine dunkle Färbung (vgl. Taf. 37, Fig. 5) und verursacht beim Anschlagen des Gesteins durchweg einen recht penetranten Kohlenwasserstoffgeruch, und selbst bei den an der Erdoberfläche mehr oder weniger gebleichten Kalken ist dieser bituminöse Geruch im allgemeinen wahrnehmbar. Wie stark gelegentlich das Bitumen infolge nachträglicher Mobilisation auf Klüften angereichert sein kann, zeigt die Tatsache, daß bei einer früheren Vertiefung der einen Nenndorfer Schwefelquelle dem Serpulitgestein eine Asphaltmasse von 3 kg entquollen sein soll.

In faunistischer Beziehung herrscht zumal gegenüber den Eimbeckhäuser Plattenkalken und Münder Mergeln wieder eine größere Mannigfaltigkeit, indem sowohl rein marine wie brackische, ja selbst limnische Formen in größerer Artenzahl vorkommen. Das Hauptleitfossil ist bekanntlich *Serpula coacervata,* deren Röhren viele Bänke, die sog. Serpelkalke, dicht erfüllen. Außerdem sind *Corbula inflexa, C. alata, Modiola lithodomus* und von Cyrenen bes. *lentiformis, parvirostris, subtransversa* u. *angulata* vertreten, und zwar wiederholt in Form regelrechter Lumachellen, während die Mergelschiefer oft von Tausenden von Cyprisschälchen (insbes. *oblonga* u. *valdensis)* bedeckt sind. Weniger häufig sind im allgemeinen Schnecken, von denen neben Brackwasserformen, wie *Paludina elongata, P. hagenowii* u. *Melania harpaeformis,* die im Hils auftretenden Süßwasserformen, wie *Valvata helicoides, Physa bristowi, Lioplax inflata* u. a., bemerkenswert sind (Koert). Zu erwähnen sind noch die bisweilen vorkommenden Ganoidfische, von denen Pycnodonten-Zähne sich noch am meisten in der Hilsmulde finden. Im übrigen sei auf Arbeiten von Struckmann (1879) und Koert (1898) verwiesen, in denen die Serpulit-Faunen des Deisters und Hils zusammengestellt sind.

Mit dem Serpulit erreicht die Juraformation ihren Abschluß. Nur in der Hilsmulde und am Osterwalde sind noch die durch eine reiche Süßwasserschneckenfauna mit Arten von *Valvata, Bythinia, Lioplax, Hydrobia, Auricula* u. a. ausgezeichneten Purbeckschichten entwickelt. Es sind graue und bunte Mergel mit eingeschalteten Kalken und Kalksandsteinen, die gleichfalls wiederholt bitumenhaltig sind.

II. Paläogeographie und Bitumen

Die wohl allgemein anerkannte Tatsache, daß die primär bitumen- und erdölführenden Horizonte typische Flachseebildungen darstellen, die großenteils in der Nähe der Küste entweder in ruhigen Meeresbuchten oder in von der Küste abgeschnürten Lagunen und Haffen unter den wechselnden Einflüssen mariner, brackischer und limnischer Wässer entstanden sind, bestätigt auch die Ausbildung unserer Portlandschichten. Es ist vor allem die südliche, rheinisch-niedersächsische Festlandsmasse, die sog. „mitteldeutsche Festlandsschwelle", deren Existenz sich in den Portlandsedimenten widerspiegelt, während das nördliche Festland von Cimbrien und Fenoskandien, von dem neuerdings Schott die klastischen Ablagerungen der vorausgehenden Oxford- und Kimmeridgezeit ableitet, einen merklichen Einfluß auf die Zusammensetzung des Portlands nicht ausgeübt zu haben scheint. Für die uns näher interessierenden Portlandbildungen des Weser-Leinegebietes kommt vor allem jener Teil des „niedersächsischen Uferrandes" in Betracht, der von Kauenhowen (1927) als „Einbecker Bucht" und „Hildesheimer Halbinsel" der Wealdenzeit bezeichnet wird und der in ganz ähnlichem Verlaufe offenbar auch schon das vorhergehende Portlandmeer begrenzt. Auch Dahlgrün (1926) nimmt in seiner Arbeit über die paläogeographischen Verhältnisse der Unterkreide einen gleichen Küstenverlauf an.

Bei Schilderung der stratigraphischen Verhältnisse fiel auf, daß immer das östliche Ende des Deisters bei Völksen sich auszeichnete entweder durch eine besonders kümmerliche Entwicklung der einzelnen Stufen — Gigasschichten und Eimbeckhäuser Plattenkalke umfassen hier nur eine Schichtenserie von wenigen Metern und auch die Münder Mergel sind nur 15—20 m mächtig — oder durch einen stärkeren Sandgehalt einzelner Schichten — Kalksandsteine des Serpulits und dolomitische Sandsteine der Eimbeckhäuser Plattenkalke — oder schließlich durch eine deutliche Aufarbeitung älterer Schichten in Form feiner und gröberer Kalkkonglomerate, wie sie sich sowohl an der Basis der Gigasschichten als „Völkser Konglomerat" wie gelegentlich auch im Serpulit und den Eimbeckhäuser Plattenkalken finden (vgl. hierzu Taf. 39).

Es stehen diese faziellen Verhältnisse im Gegensatz zu der Entwicklung in westlicher Richtung, die durch das Verschwinden der Sandsteine und Konglomerate und durch die oft plötzliche und erhebliche Mächtigkeitszunahme vor allem der tonig-mergeligen Fazies bezeichnet wird.

Ich schloß aus diesen Erscheinungen anfänglich auf eine alte Anlage der den heutigen Gebirgsbau am Ostende des Deisters bestimmenden Limberg-Benther Achse in Form einer Schwelle oder Barre des damaligen Jurameeres, halte es aber nunmehr mit Kauenhowen auch für durchaus möglich, daß diese Untiefe nicht nur während des Wealdens, sondern schon während des Portlands, zum mindesten des jüngeren Portlands den eigentlichen festländischen Uferrand der Hildesheimer Halbinsel darstellt und daß die Mächtigkeitszu-

nahme gewisser Portlandstufen, namentlich der Eimbeckhäuser Plattenkalke und Münder Mergel, vom Deister aus nach Südosten in den Osterwald und die Hilsmulde hinein mit der tiefen Einbuchtung der Meeresküste, der sog. Einbecker Bucht zusammenhängt, auf die sich dann auch die Ablagerung des Purbecks, der eigentlichen Grenzzone von Jura und Wealden, beschränkt. Ja, selbst der Vorstoß des Meeres der Gigasschichten, wie er zunächst durch das Völkser Konglomerat gekennzeichnet wird, scheint von keinem größeren Ausmaße gewesen zu sein, wenn man dabei die geringfügige Entwicklung der Stufe im ganzen am Ostende des Deisters berücksichtigt und in Erwägung zieht, daß das Fehlen der Gigasschichten unter der Kreidedecke in dem östlich benachbarten Gebiet um Hildesheim ebensogut ein ursprüngliches und durch den mit Beginn der Portlandzeit einsetzenden festländischen Charakter dieses Gebietes bedingt sein kann. Eine wesentliche Änderung des Küstenverlaufs im Bereiche der Hildesheimer Halbinsel zur älteren Portlandzeit wäre nur dann anzunehmen, wenn die jüngsten Weißjuraschichten am Kahleberg bei Echte, die aus bituminösen Konglomeraten und Dolomiten bestehen, nicht dem Oberen Kimmeridge, sondern den Gigasschichten zuzurechnen wären, eine Frage, die noch nicht geklärt ist.

Analoge Bildungen klastischer Art wie am östlichen Ausläufer des Deisters sind auch am Osterwalde und Hils vertreten, so die Serpulitsandsteine im ersteren Gebirge und die konglomeratischen Bildungen, die gelegentlich die Eimbeckhäuser Plattenkalke, in hervorragendem Maße aber die Serpulite des Osterwaldes und der Hilsmulde auszeichnen. Beide Erscheinungen weisen wiederum auf die Festlandsnähe im Osten, die Hildesheimer Halbinsel, hin.

Es verdient weiter hervorgehoben zu werden, daß die Einwirkungen des südlichen Festlandes sich auch bei den Portlandschichten des Osninggebietes deutlich ausdrücken, und zwar vor allem in den Basalkonglomeraten sowohl der Gigaskalke wie des Serpulits. Sie unterscheiden sich von den entsprechenden Konglomeraten des Deisters, Osterwaldes und Hils dadurch, daß sie aus viel älteren, triadischen Schichten, nämlich Muschelkalk, hervorgegangen sind, und zeigen damit an, daß das südliche Festland der Rheinischen Masse zuvor durch gebirgsbildende Vorgänge um über 1000 m aus dem Meere emporgehoben sein muß, wie zuerst Stille (1905) nachgewiesen. Nach den neueren bei der Spezialkartierung gewonnenen Feststellungen Mestwerdt's sind allerdings diese Konglomerate in zwei Horizonten entwickelt, nämlich einmal an der Basis des Serpulits und zweitens an der Basis der Gigaskalke. Wir haben es danach mit zwei orogenetischen Auffaltungen zu tun, einer erstmalig bedeutenderen bei Beginn des Portlands, im Vergleich zu der die spätere frühserpulitische vielleicht nur ein schwächerer Nachklang ist. Die gleichen beiden Dislokationsphasen sind dann von Dahlgrün (1921) aus dem östlichen Juragebiet als die „Deisterphase" und „Osterwaldphase" näher beschrieben, von denen die erstere mit ihrem Völkser Konglomerat durch die Untersuchungen Stille's (1905) und Schöndorf's (1913) bereits nachgewiesen war, und ich selbst (1926) konnte dann zeigen, daß ebenso wie im Osterwald auch am Deister außer der Deisterphase auch die Osterwaldphase vertreten ist und sowohl in vorserpulitischen Verwerfungen wie im Übergreifen des Serpulits auf verschiedene ältere Juraschichten bis hinunter zum Korallenoolith zum Ausdruck kommt. Die Sedimentation des Portlands wurde also einmal eingeleitet und zwischendurch unterbrochen durch bedeutendere Auffaltungen des Meeresgrundes, der dadurch z. T. landfest wurde. Aber bald darauf transgredierte

das Meer von neuem und erzeugte dabei Abrasionsprodukte, wie sie uns als Völkser Konglomerat und als Serpulitkonglomerate entgegentreten. Jedoch waren es solche plötzlichen gebirgsbildenden Vorgänge nicht allein, die eine Oszillation des Meeres veranlaßten, sondern ganz allgemein stand die Sedimentation unter dem wechselvollen Einfluß von Bodenbewegungen, und zwar der sog. säkularen oder epirogenetischen, die im Gegensatz zu den orogenetischen sich über längere Zeiträume erstreckten. Das veranschaulicht besonders instruktiv die vielfach erhebliche Mächtigkeitszunahme einzelner Portlandstufen, die z. B. bei den Eimbeckhäuser Plattenkalken zwischendurch in der Umgebung des Ortes Eimbeckhausen von einigen Metern auf ca. 100 m anschwillt, die beim Serpulit der Bückeberge und des Wesergebirges ebenfalls wiederholt rund 100 m erreicht und die bei den Münder Mergeln sogar bis 500 m beträgt. Es leuchtet ohne weiteres ein, daß zur Erreichung solch größerer Mächtigkeiten der Bildungsraum dieser Flachwassersedimente sich fortgesetzt in vorherrschend abwärtiger Bewegung befunden haben muß. Andererseits zeigen die den Münder Mergeln und den Serpulitschichten wiederholt eingeschalteten Anhydritbänke und das verschiedentliche Auftreten von Steinsalzpseudomorphosen, daß es in einzelnen Meeresbuchten und abgeschnürten Becken und Lagunen zeitweilig zum Eindampfen des Meereswasser mit gelegentlichen Trockenlegungen des Meeresbodens gekommen ist, und zwar unter dem Einfluß eines anscheinend ariden Klimas, wie es z. B. durch die Buntfärbung vor allem der Münder Mergel, sowie gelegentlich (Hils) auch des Serpulits bezeugt wird.

Hand in Hand mit diesen periodischen Schwankungen des Meeresbodens vollzieht sich auch die Entwicklung der Fauna der Portlandzeit. Zu Beginn dieser Zeit haben wir es in dem nach der gebirgsbildenden Deisterphase transgredierenden Meere der Gigasschichten ausschließlich mit marinen Formen zu tun, unter denen neben dem Benthos auch das Nekton mit zahlreichen Ammoniten (Gravesien) und einzelnen Ganoidfischen (*Lepidotus, Gyrodus* u. a.) vertreten ist. Die Eimbeckhäuser Plattenkalke bezeichnen dann eine regressive Bewegung des Meeres, in dem die Fauna arg verkümmert bis auf einzelne persistierende Arten, die vor allem den Genera *Corbula* und *Modiola* angehören. Diese Entwicklung nimmt ihren Fortgang in den Münder Mergeln und verstärkt sich noch insoweit, als infolge ungleichmäßiger Bodenbewegungen, sog. Spezialundationen im Sinne Stille's, einzelne Küstengewässer vom Hauptmeere sich abschnüren, in denen unter dem Einfluß eines ariden Klimas das Meereswasser eindampft und, an Salz mehr oder weniger gesättigt, ein organisches Leben nur noch in beschränktem Maße zuläßt. Den Höhepunkt dieser negativen Strandverschiebung bezeichnet am Ende der Münder Mergelzeit die durch orogenetische Prozesse bedingte stärkere Emporhebung des Landes. Dann folgt von neuem die Transgression des Serpulitmeeres und damit die Einwanderung einer reicheren marinen Fauna. Daneben macht sich in gleichem Maße aber auch zum ersten Male eine typische Brackwasserfauna, namentlich aus Cypris und Cyrenen bestehend, in zahllosen Individuen und am Hils zwischendurch sogar eine Süßwasserschneckenfauna (Valvata, Physa, Lioplax u. a.) geltend. Ziehen wir dazu noch die wiederholte Entwicklung aus rein marinem Wasser ausgeschiedener anhydritischer Bänke in Betracht, so drückt sich in allen diesen Erscheinungen ein ständiger Fazieswechsel der Schichten aus, der im Bereiche der Küstenzone durch den wechselnden Einfluß rein ma-

riner, brackischer und schließlich auch limnischer Wässer bedingt ist und ein ständiges Oszillieren des Meeres anzeigt. Zu einer völligen, wenn auch nur lokalen Aussüßung des Meeres kommt es dann mit der Entwicklung der Süßwasserschnecken führenden Purbeckmergel innerhalb der „Einbecker Bucht", auf die diese obersten Grenzschichten des Jura beschränkt sind, während die folgende Wealdenformation, deren fazielle und bionomische Verhältnisse kürzlich Kauenhowen näher beleuchtet hat, eine im großen und ganzen mehr brackische Bildung mit ihren vorherrschenden Cyrenen und Ostrakoden darstellt.

Zeigt diese Betrachtung der paläogeographischen Verhältnisse des Portlands, daß wir es bei dieser Formation mit Flachsee- und Litoralbildungen von einmal mehr marinem, das andere Mal mehr brackischem Charakter zu tun haben, die teils in der Küstenzone des offenen Meeres, teils in mehr oder weniger abgeschnürten Meeresbezirken zur Ablagerung gelangt sind, so wird nunmehr auch ihre Bituminierung verständlich, die ja, wie wir wissen, gern an derartige Fazies gebunden ist und die in unserem Falle gleichmäßig in allen Gesteinsarten, sowohl in Tonen, Mergeln wie Kalken und auch salinischen Gesteinen (Gips) vorkommt.

Es wird ja von einzelnen Autoren, z. B. Sander, die Ansicht vertreten, daß das primäre Bitumen ausschließlich mit der Tonsubstanz ginge und der Bitumengehalt anderer Gesteine, insonderheit der Kalke durch sekundäre Zuwanderung entstanden sei. Was speziell die Bituminierung unserer Portlandschichten anbetrifft, so läßt auch Kauenhowen, der kürzlich (1927) die Faziesverhältnisse der Wealdenformation näher behandelt hat, die Frage offen, ob das Bitumen des Serpulits ursprünglich oder aus dem Wealden eingewandert sei. Neuerdings greifen nun Heidorn und Schlüter (1931, S. 297 ff.) das Problem in gleichem Sinne auf und kommen bei der Behandlung der zurzeit besonders akuten Frage der Ölhöfflichkeit des Zechsteins zu der Auffassung, daß das Öl allein sich in der Fazies des Stinkschiefers gebildet hätte, von hier aus nachträglich in den Hauptdolomit eingedrungen wäre und diesen dadurch in Stinkstein umgewandelt hätte, und auch H. Albrecht schließt sich in einer neuesten Arbeit (1932) dieser Ansicht an. Gegen eine Entstehung des Bitumens im Hauptdolomit selbst sprechen den beiden Autoren vor allem die bionomischen Verhältnisse, nämlich die aus Brachiopoden und Muscheln bestehende benthonische Fauna des Hauptdolomits, während das autigene Bitumen nur dasjenige des Stinkschiefers sei und in diesem aus planktonischen Kleinorganismen sich gebildet hätte. Kann ich schon auf Grund meiner eigenen Kenntnis der Zechsteinverhältnisse, auf die ich hier nicht näher eingehen kann, dieser Auffassung nicht beipflichten, so zeigen vice versa die analogenen Verhältnisse der Portlandschichten, daß die Bituminierung einem solchen Gesetze nicht zu folgen scheint. Wir untersuchen zu diesem Zweck am besten die Gesteine der Tiefenaufschlüsse, bei denen das Bitumen durch die Verwitterung noch nicht beeinflußt ist.

Schon die äußere Betrachtung unserer verschiedenartigen Portlandschichten lehrt, daß der Bitumengehalt in allen gleichmäßig und innig verteilt zu sein scheint, denn mag es sich um Tone, Mergel oder Kalke handeln, in jedem Falle besitzt das Gestein eine einheitlich dunkle bis schwärzliche Färbung, die für den ursprünglichen Charakter des Bitumens spricht. Das schließt

aber nicht aus, daß außerdem durch nachträgliche Migration innerhalb des Horizontes das Bitumen auf Rissen und Klüften sekundär angereichert sein kann, wie es viele Proben aus dem Georgschacht zeigen, und zwar dann vielfach in Form von oxydiertem Bitumen, Asphalt oder auch seltener Ozokerit, sowie zusammen mit Kalkspat als Anthrakonit (vgl. Taf. 37, Fig. 5). Eine zweite Art der Anreicherung ist, wie schon bemerkt, den Gigaskalken besonders eigentümlich und macht sich gern als tiefschwarzer Schichtenbesteg geltend (Taf. 37, Fig. 1). Besonders bemerkenswert ist dabei die nicht seltene Verknüpfung des bituminösen Besteges mit stylolithischen Strukturen, in welchem Falle seine Färbung mehr eine dunkelbraune wird (Taf. 37, Fig. 3). Beide Erscheinungen weisen darauf hin, daß entlang den Schichtfugen eine ungleichmäßige Auflösung der Kalksubstanz erfolgt ist und das unlösliche Bitumen zu einer Residualbildung sich angereichert und dabei unter dem Einfluß des in seine Hydroxydform übergeführten Eisenkarbonats, bzw. Pyrits eine mehr bräunliche Farbe angenommen hat.

Daß aber selbst der Kohlenwasserstoffgehalt der Gipsschichten autigen ist, beweist der instruktive Aufschluß des im Bereiche der Münder Mergel liegenden Weenzer Gipsbruches am Hils. Der Gipsstock wird nämlich, wie wir sahen, schichtweise von einzelnen mit Schwefelknollen in Verbindung stehenden Bitumenschlieren durchsetzt, und zwar innerhalb einer Mergelformation, die im allgemeinen einen merklichen Bitumengehalt ihrer Mergel nicht erkennen läßt und aus der mithin schon aus diesem Grunde eine nachträgliche Migration in den Gips hinein nicht in Frage kommen kann (vgl. Taf. 37, Fig. 4 u. Abb. 1).

In Übereinstimmung mit dieser makroskopischen Deutung der Bitumenführung befindet sich auch die mikroskopische Untersuchung einer Reihe von Dünnschliffen, die von einem Gigaskalkstein des Wesergebirges bei Kl.-Bremen und im übrigen von Serpulitgesteinen des Georgschachtes hergestellt wurden (vgl. Taf. 38): das Bitumen ist danach allermeist durch das ganze Gestein oder in einzelnen schichtigen, stets besonders dunkel erscheinenden Lagen diffus verteilt, zuweilen erscheint es außerdem daneben in den Zwickeln zwischen den Calcitindividuen in tiefschwarzen, unregelmäßig gelappten Partien, die in ihren Konturen durch die kristallographische Begrenzung der Kalkspäte bestimmt werden und augenscheinlich in dieser Form eine durch die Umkristallisation des Kalkes bewirkte Verdrängung und Konzentration des ursprünglich fein verteilten Bitumens bezeichnen. Als weiterer wichtiger Bestandteil tritt in allen Schliffen der Schwefelkies hervor, und zwar in Kriställchen, die entweder als zahllose Einzelindividuen das ganze Gestein durchschwärmen oder zu größeren Aggregaten sich zusammenschließen. Nun gilt wohl allgemein der Schwefelkies als der bezeichnende Begleiter primärer Bitumina, und so erblicke ich im vorliegenden Falle gerade in diesem Reichtum an fein verteiltem Schwefelkies, dessen Bildung irgendwelche Reduktionsprozesse voraussetzt, einen besonders strikten Beweis für die autigene Natur des Bitumens, das eben als das reduzierende Agens anzusehen ist.

Das Bitumen erscheint danach genau so an die Kalke wie an die Tone primär gebunden, augenscheinlich infolge ähnlicher Ad-

[1]) Ganz analog, d. h. als stylolithische Anreicherungen bzw. Residualbildungen primär vorhandener Bitumina dürften auch die „Schädelnähte" der von H. ALBRECHT (1932) vom Volkenrodaer Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins veröffentlichten Dünnschliffbilder zu deuten sein.

sorptivwirkung des Kalkschlammes. Es bleibe dabei die Frage auf sich beruhen, ob und inwieweit das Kalkbitumen gegenüber dem Tonbitumen eine Änderung in seiner Zusammensetzung erfahren und eine andere Entwicklung genommen hat, worauf ja schon der stets penetrante Geruch der bituminösen Kalke im Gegensatz zum Fehlen desselben bei den Tonen und Schiefern hinweisen könnte. Einen solchen prinzipiellen Unterschied zwischen beiden Bitumenarten nimmt neuerdings z. B. R. Potonié an, der, wenn auch mit gewissem Vorbehalt, als Regel aufstellt, daß für primärbituminöse Tone fast nur Fest- oder Kerogenbitumina, für primärbituminöse Kalke aber neben diesen auch die zur Erdöl- und Asphaltbildung führenden labilen Bitumina charakteristisch sein sollen und diese Unterschiede auf die verschiedenartige Beeinflussung des Protobitumens durch die Ton- und andererseits die Kalksubstanz zurückführt. Bezügl. der Einzelheiten dieser angenommenen Vorgänge sei auf die Ausführungen R. Potonié's (1928) selbst verwiesen.

Hinsichtlich des bionomischen Charakters der Gesteine, der ja in diesem Zusammenhange eine besondere Rolle spielt, stellen wir also fest: sämtliche Gesteinsarten sind durch eine ursprüngliche Bitumenführung ausgezeichnet, mögen sie nun, wie die Serpelkalke, Cyrenenkalke und Corbulabänke eine Benthos-Fauna oder, wie die Cyprisschiefer, eine Plankton-Fauna beherbergen, oder mögen sie sich heute als völlig fossilleer erweisen. Es wäre ja auch m. E. von vornherein widersinnig, anzunehmen, daß bei der fortgesetzten Wechsellagerung von Cyprisschiefern und Cyrenenschiefern bzw. Cyrenenkalken, einer Erscheinung, die nicht nur für die Wealdenschiefer, sondern in ähnlicher Weise auch schon für den Serpulit bezeichnend ist, die einen ihren Bitumengehalt primär, die anderen sekundär erhalten haben sollen, zumal die Schiefer lithologisch nicht den geringsten Unterschied aufweisen. Es sind also die fett- und eiweißhaltigen Weichteile sowohl von benthonischen wie planktonischen Organismen gewesen, die das Material für die Sapropelbildung geliefert haben, während es sich bei den fossilleeren Gesteinen um die Fäulnis unbeschalten Planktons gehandelt haben dürfte, das keine erkennbaren Reste hinterlassen hat und das sowohl aus tierischen wie pflanzlichen Kleinorganismen bestanden haben kann.

Der von Heidorn und Schlüter besonders geltend gemachte Gesichtspunkt, daß das Gedeihen des Benthos sauerstoffhaltiges Wasser erheischt und damit Bitumenbildung ausschließt, ist m. E. nicht stichhaltig. Sicherlich ist das Benthos im allgemeinen nur im bewegten, sauerstoffhaltigen Meereswasser lebensfähig, und die Wellenfurchen, die wir bisweilen gerade bei den Serpulitkalken beobachten, beweisen ja auch den zum mindesten zeitweiligen Niederschlag dieser Kalke in der vom Wellenschlag beeinflußten, durchlüfteten Küstenregion. Zugleich aber wissen wir, daß es nur einer schnellen Sedimentation bedarf, um die Tiere so einzubetten, daß ihre natürliche Verwesung selbst in den stärker sauerstoffhaltigen Küstenwässern unterbunden wird und dafür der Fäulnisprozeß einsetzt. Die an organischer Substanz mehr oder weniger reichen Wattenmeerschlicke sind dafür ein gutes rezentes Beispiel.

Aber noch andere Umstände dürften ein Massensterben und damit zusammenhängend Fäulnisvorgänge bei der vorher normal sich entwickelnden Tier- und Pflanzenwelt hervorgerufen und begünstigt haben. Wir haben ja oben unsere Portlandschichten als Küstenfazies eines stark oszillierenden Meeres kennengelernt und werden uns vorzustellen haben, daß bei der plötzlichen Ab-

schnürung einzelner Meeresteile zu ruhigen Buchten und Lagunen die benthonische Lebewelt plötzlich ganz andere Lebensbedingungen erhielt, die ihr massenhaftes Absterben zur Folge hatte, entweder daß die brackische Fauna in durch überwiegende Verdunstung zu salzig werdendes Meerwasser geriet und unterging oder eine rein marine Fauna dem Einfluß von Süßwässern des Festlandes auf einmal allzusehr ausgesetzt wurde und dadurch insgesamt abstarb. In jedem Falle spricht auch von diesen Gesichtspunkten nichts dagegen, daß das Bitumen in den tonigen wie kalkigen Portlandschichten autigen ist.

III. Die bitumenführenden Schichten als Bildner schwefelwasserstoffhaltiger Grundwässer und Quellen

a) Die Schwefelquellen des Serpulits

1. Chemismus der Schwefelquellen

Es ist nicht der Zweck des Aufsatzes, der rein chemischen Frage der Entwicklung des Bitumens näher nachzugehen. Nur kurz sei erwähnt, daß es sich um das aus Fett- und Eiweißsubstanzen hervorgegangene Polybitumen handeln dürfte, und zwar im Sinne der neueren Forschungen (R. Potonié) um das sogen. Stabilmetabitumen, das durch Polymerisation aus dem Ausgangsprodukt des Protobitumens sich gebildet hat und verhältnismäßig stabil geworden zu sein scheint. Es sei auch nochmals darauf hingewiesen, daß unter den jüngeren Forschern speziell R. Potonié einen grundsätzlichen Unterschied in der Entwicklung der Ton- und Kalkbitumina annimmt insofern, als im ersteren Falle ein sehr stabiles Kerogenbitumen resultiert, während das an Kalk gebundene Bitumen daneben auch besonders die labileren, zur Erdölbildung führenden Teile des Protobitumens enthält.

Eine speziellere Behandlung soll dagegen das Bitumen in seiner chemischen Einwirkung auf andere Stoffe und Lösungen, mit denen es innerhalb der Portlandschichten in Berührung kommt, erfahren.

Unser mitteldeutsches Bergland ist verhältnismäßig reich an Schwefelquellen, und bei allen diesen Schwefelquellen machen wir die Beobachtung, daß ihre geologische Position stets an Formationen gebunden ist, deren Schichten sich durch einen merklichen Bitumengehalt auszeichnen. So kennen wir eine Reihe von Schwefelquellen in dem bitumen- und zugleich schwefelkieshaltigen Posidonienschiefer des Oberen Lias — aus unserem speziellen Untersuchungsgebiet seien nur diejenigen im Gebiete des Osterwaldes, der Siebenberge und des Iths, bei Wülfinghausen, Koppenbrügge, Bessinghausen und Brüggen, genannt; auch die bituminösen Wealdenschiefer führen an verschiedenen Punkten, am Nordrande des Wiehengebirges bei Levern, Destel, Fiestel usw., im Bereiche der Bückeberge oberhalb Bückeburg und im Helsental südlich Langenbruch Schwefelquellen, und schließlich steht auch mit den oberen Portlandbildungen wiederholt das Auftreten schwefelwasserstoffhaltiger Wässer in ursächlichem Zusammenhang. Ja, in dem uns in erster Linie interessierenden Gebiete des Deisters und der Weserkette ist die oberste Portlandstufe, der Serpulit, der Schwefelquellhorizont katexochen, entspringen doch im Verlaufe dieses Gebirgszuges zwischen Nenndorf und Minden nicht weniger als 20 Schwefelquellen dem Serpulit. In Bad Nenndorf sind es die drei auf der Esplanade zutage tretenden Hauptquellen, genannt die Gewölbequelle, Trinkquelle und Badequelle, sowie zwei in der Nachbarschaft, am Breitenfelde süd-

östlich Nenndorf, und am Waldrande östlich Rodenberg, gelegene Quellen; dann folgen weiter östlich am Osthange des Heisterberges, des nördlichen Ausläufers der Bückeberge, die beiden Algesdorfer Quellen, die das Bad Nenndorf gleichfalls nutzt, und eine Quelle 1½ km westlich Lyhren. Am Westfuße der Bückeberge fließen sodann die sieben Schwefelquellen des Bades Eilsen, darunter als stärkere der Julianenbrunnen, Georgenbrunnen, Adolfbrunnen und Nordbrunnen, genau im Ausbiß des Serpulits zutage. Eine stärkere Schwefelquelle entspringt ferner an den Schloßteichen südlich Bückeburg, und den Schluß bilden die drei Quellen des kleinen Schwefelbades Nammen südöstlich Minden.

Nach den als Beispiel unten mitgeteilten beiden Analysen, die beim Julianenbrunnen von Eilsen von Herrn Dr. Lange-Hannover und bei der Nenndorfer Trinkquelle in neuerer Zeit von den Herren Prof. Dr. Heuseler und Dr. Haller-Berlin ausgeführt worden sind, kennzeichnen sich diese als schwefelwasserstoffhaltige Quellen, deren Schwefelwasserstoff teils frei, teils als Sulfhydrat vorhanden ist und die daneben noch freie Kohlensäure, sowie an sonstigen Stoffen in der Hauptsache Ionen von Calcium, Magnesium, Natrium, Chlor, Sulfat und Hydrocarbonat enthalten. Interessant ist ferner auch der Nachweis von freiem Stickstoff und Methan in den Quellen von Nenndorf.

Wie ist nun der Chemismus der Schwefelquellen zu erklären? Zunächst beweist das Auftreten der im einzelnen aufgezählten Quellen genau im Ausbiß des Serpulits — ebenso wie das analoge Auftreten der Schwefelquellen innerhalb des Posidonienschiefers und der Wealdenschiefer —, daß es keine aus dem magmatischen Erdinnern stammende, sog. juvenile Quellen sind, wogegen auch schon ihre stets kalte Temperatur von 10—11° sprechen würde, und daß sie ihre Stoffe im wesentlichen den sedimentären Schichten, in denen sie zutage

Analysen[1])

In 1 kg des Wassers sind enthalten	Trinkquelle in Nenndorf	Julianen-Brunnen in Eilsen
Kalionen:	gr	gr
Kalium-Jon (K)	0,00626	0,0043
Natrium-Jon (Na)	0,161	0,08435
Lithium-Jon (Li)	0,000125	0,00013
Ammonium-Jon (NH_4)	0,00119	0,00053
Calcium-Jon (Ca)	0,4918	0,63491
Strontium-Jon (Sr)	0,01267	0,01003
Magnesium-Jon (Mg)	0,1065	0,12916
Ferro-Jon (Fe)	0,000219	0,000377
Mangano-Jon (Mn)	0,000038	
Aluminium-Jon (Al)		0,000094

[1]) Die Zusammensetzung der Ionen zu Salzen, wie sie bei den bisherigen Analysen im allgemeinen gebräuchlich war, ist hierbei mit Absicht unterlassen, da diese nach einem bestimmten Schema erfolgende Methode durchaus irreführend ist. Das zeigt in diesem Falle besonders klar der Widerspruch zwischen den im Jahre 1850 durch Bunsen und den später durch Hintz angestellten Analysen der Nenndorfer Quellen. Während nämlich nach Bunsen die Wässer 0,44—0,55 gr $CaCO_3$ in 1 l enthalten, sind nach Hintz nur die Badequelle kalkhaltig (0,3 gr), die beiden anderen, Trinkquelle und Gewölbequelle, aber völlig kalkfrei. In Wirklichkeit aber zirkulieren sämtliche Schwefelquellen in kalkigem Gebirge und sind so kalkhaltig, daß sie ganz allgemein bei ihrem Austritt Kalktuff zur Ausscheidung bringen.

Analysen

In 1 kg des Wassers sind enthalten	Trinkquelle in Nenndorf	Julianen-Brunnen in Eilsen
Anionen:		
Chlor-Jon (Cl)	0,1358	0,11888
Brom-Jon (Br)	0,000512	0,00048
Jod-Jon (J)	0,000017	Spur
Sulfat-Jon (SO_4)	1,351	1,65968
Thiosulfat-Jon (S_2O_3)	0,000305	—
Hydrophosphat-Jon (HPO_4)	0,00011	0,000085
Hydroarsenat-Jon ($HASO_4$)	0,000095	—
Hydrocarbonat-Jon (HCO_3)	0,4895	0,47225
Hydrosulfid-Jon (HS)	0,0284	0,02475
Borsäure (HBO_2)	0,0033	0,0008
Kieselsäure (H_2SiO_3)	0,01727	0,0324
Freie Kohlensäure (CO_2)	0,1337	0,1120
Freier Schwefelwasserstoff (H_2S)	0,03706	0,0350
Stickstoff (N)	0,02376	—
Methan (CH_4)	0,00094	—

treten, entnehmen. So dürften die schwefelsauren und kohlensauren Salze der Erdalkalien in der Hauptsache dem Serpulit entstammen, den wir ja als eine Wechselfolge von Kalken, Mergeln und Anhydriten kennengelernt haben, ebenso wie die bei der Nenndorfer „Trinkquelle" festgestellten Gase von Stickstoff und Methan als die flüchtigen Bestandteile des Serpulitbitumens. Dagegen müssen wohl die alkalischen Salze, vor allem die des stärker vertretenen Natriums, aus dem tiefer gelegenen Salzlager der Münder Mergel herrühren und somit durch aufsteigende Wässer dem Grundwasser des Serpulits zugeführt werden.

Was nun den Schwefelwasserstoffgehalt der Wässer, der ja ihren maßgebenden Bestandteil ausmacht, anbetrifft, so hat man bei der auffallend bituminösen Beschaffenheit der Serpulitgesteine von jeher diesen Stoff auf die Reduktion der sulfatischen Salze, zumal des Gipses, durch das Bitumen des Serpulits zurückgeführt[2]). Als erster hat wohl schon Wöhler, der sich in den 30er Jahren des vorigen Jahrhunderts mit der chemischen Untersuchung der Nenndorfer Schwefelwässer befaßte, die reduzierende Wirkung der bituminösen Substanz der Schwefelwässer bei ihrer Bildung erkannt und hat seine Diagnose durch einen Laboratoriumsversuch, bei dem er auf eine gesättigte und mit Kohlensäuregas versetzte Gipslösung Holzspäne mehrere Monate bis zur Schwefelwasserstoffbildung einwirken ließ, experimentell nachgewiesen.

Man stellt sich dabei den Vorgang der Umsetzung nach der Formel vor:

$$CaSO_4 + CH_4 = CaS + CO_2 + 2H_2O$$
$$CaS + H_2O + CO_2 = CaCO_3 + H_2S$$

[2]) Unter den sulfatischen Salzen dürfte beim Serpulit der schwefelsaure Kalk jedenfalls die Hauptrolle spielen im Gegensatz z. B. zu der Entstehung der Schwefelquellen der Wealdenschiefer und Posidonienschiefer, die offenbar auf einer Zersetzung ihres Schwefelkieses mit nachfolgender Reduktion durch das Bitumen beruht, trotzdem ja auch beim Serpulit der Schwefelkies, wie wir sahen, in fein verteiltem Zustande einen merklichen Bestandteil der Schichten bildet.

d. h., das schwefelsaure Calcium wird zunächst durch das Bitumen zu Schwefelcalcium reduziert und aus diesem entsteht unter dem Einfluß der durch die Oxydation des Bitumens sich entwickelnden Kohlensäure kohlensaurer Kalk und zum Teil freier Schwefelwasserstoff, während ein anderer Teil des letzteren auch Verbindungen zu einem Sulfhydrat (Schwefelleber) eingeht. Auf diese Weise findet auch die in den Quellen vorhandene freie Kohlensäure ihre natürliche Erklärung, ebenso wie andererseits die Oxydation eine Anreicherung des Kohlenstoffgehaltes der Bitumina unter Abspaltung von Wasser zu Asphalt zur Folge haben kann, das dann vornehmlich auf den Gesteinsklüften sich konzentriert; so sollen seinerzeit bei der Neufassung der Nenndorfer „Trinkquelle" über 3 kg reinen Asphaltes aus den Serpulitschichten herausgequollen sein.

Mit dieser bedeutsamen Rolle, die das Bitumen als reduzierendes Agens bei der Entstehung des Schwefelwasserstoffs spielt, hängt auch der Wechsel in der Häufigkeit der Schwefelquellen zusammen, d. h. in den Gebieten des Deisters und der Weserkette, wo der Serpulit sich überall durch stärkeren Bitumengehalt auszeichnet, ist auch das zahlreichere Auftreten von Schwefelwasserstoffquellen zu verzeichnen, während umgekehrt an den Zügen des Süntels, Osterwaldes und Hils, an denen der Bitumengehalt der Serpulitgesteine offenbar weit geringer ist, wie sich das schon in der allgemein helleren Färbung der Serpulitschichten äußert, Schwefelquellen in diesem Horizont so gut wie ganz fehlen und statt dessen Süßwasserquellen in ihm wiederholt in stärkerem Maße zutage treten. Nur im Bereiche der Münder Mergel scheint es nach dem Aufschluß des Weenzer Gipsbruches unter dem Einfluß der bituminösen Stoffe dieses Gipses gelegentlich ehemals zu Reduktionsprozessen gekommen zu sein, die in diesem Falle sogar zur Bildung reinen Schwefels geführt haben, und gerade das stärkere Zutagetreten dieses Gipses in der Hilsmulde zeigt, daß zur Bildung des Schwefelwasserstoffs sulfatische Salze genügend zur Verfügung standen, und es folglich an dem zu geringen Bitumen des Serpulits gelegen hat, daß in diesem Gebiete die Entstehung von Schwefelwasserstoffwässern innerhalb dieser Stufe offenbar ganz unterblieben ist.

2. Hydrologie der Schwefelquellen

Mit der geologisch-hydrologischen Seite des Problems hat sich zuerst Stille (1902) anläßlich der Untersuchung der Nenndorfer Schwefelquellen befaßt. Stille führt ebenfalls den Schwefelgehalt auf die Reduktion der Sulfate durch das Bitumen des Serpulits zurück und nimmt dabei an, daß es sich um aus den tieferen Weißjurakalken vertikal aufsteigende Wässer handelt, die die alkalischen und erdalkalischen Salze der Münder Mergel mit sich führen und erst in der obersten Region der Erdrinde kurz vor ihrem Austritt aus dem Serpulit durch die reduzierende Einwirkung der organischen Stoffe des letzteren die Umwandlung zu Schwefelwasser erfahren.

Diese Annahme Stille's lag nach dem damaligen Stande unserer Kenntnisse um so näher, als ja die Gegenwart der sulfatischen und chloridischen Salze in den schwefelwasserstoffhaltigen Wässern auf einen solchen Aufstieg aus dem Bereiche der unterlagernden Münder Mergel hinzuweisen scheint. Und doch glaube ich zumal auf Grund der durch die Spezialkartierung des weiteren Gebietes neu gewonnenen Erkenntnisse die Frage der Zirkulation und Entstehung der Schwefelquellen etwas anders beurteilen zu müssen. Zunächst beweisen die in der neueren Zeit geschaffenen Tiefenaufschlüsse des Serpulits

(vgl. den stratigraphischen Teil), daß diese Stufe gleichfalls bereits eine Reihe von Anhydritbänken in Wechsellagerung mit den Kalk- und Mergelschichten führt, die zum wenigsten das schwefelsaure Calcium geliefert haben können, während allerdings die chloridischen Salze, vor allem das stärker sich bemerkbar machende Kochsalz weiter als ursprüngliche Bestandteile des Salzlagers der Münder Mergel anzusprechen sind. Wenn ich nun trotzdem den Aufstieg der Wässer aus den noch tiefer lagernden Weißjurakalken nicht oder doch nicht als maßgebend in Betracht ziehe, so sind es zwei gewichtige Argumente, die mir dagegen zu sprechen scheinen.

Zunächst erscheint es mir wenig plausibel, daß die Jurawässer bei ihrem vertikalen Durchgange durch die verschiedenen Stufen erst in der obersten Stufe des Serpulits, unmittelbar vor ihrem Zutagetreten, ihre Reduktion zu Schwefelwasser erfahren sollen, daß mit anderen Worten diese an sich geringmächtigen Serpulitschichten, die bei Nenndorf gar nur 20—25 m umfassen, mit ihrem Bitumengehalt für einen solchen Reduktionsprozeß ausreichen sollen. Wäre es tatsächlich der Fall, so müßte man doch wohl erwarten, daß im Laufe der Zeiten der Bitumengehalt innerhalb dieses verhältnismäßig kleinen Bildungsraumes einigermaßen aufgebraucht worden wäre und damit der Schwefelwasserstoffgehalt der Wässer eine merkliche Abnahme erfahren hätte. Dem ist aber nicht so, vielmehr hat sich der Schwefelwasserstoffgehalt bis heute als ziemlich konstant erwiesen. Es liegt schon aus diesem Grunde näher, anzunehmen, daß die sich gegenseitig beeinflussenden Stoffe längere Zeit oder längere Strecken hindurch miteinander in Berührung sind, daß mit anderen Worten die Schwefelwässer im Serpulit selbst zirkulieren und daher als Schichtquellen des Serpulits mit seinem Ausbiß selbst zutage treten. In diesem Zusammenhange sei besonders auch auf den verhältnismäßig hohen Salzgehalt der Grubenwässer des Obernkirchner und des ehemaligen Bölhorster Kohlenbergbaus hingewiesen, von denen die letzteren nach dem Erliegen des Bergbaus von dem Bade „Minden" heute noch zu Badezwecken genutzt werden. Es ist ohne jeden Zweifel, daß dieser hohe Salzgehalt dem im tieferen Untergrunde lagernden Salz der Münder Mergel entstammt und durch aufsteigende Wässer, die also dabei den Serpulit passieren müssen, dem Wealdenkohlengebirge zugeführt wird. Der Umstand nun, daß diese Wässer zwar reich an chloridischen und schwefelsauren Salzen, aber völlig frei von Schwefelwasserstoff sind, ist mir ein weiterer Beweis dafür, daß die Zeit, in der die Wässer bei ihrem Aufstieg im Kontakt mit dem Bitumen der Serpulitschichten waren, nicht genügte, um die Reduktion ihrer Sulfate zu bewirken.

Und noch ein zweites Argument spricht für diese Auffassung, nämlich die große Anzahl der an den Serpulit gebundenen Schwefelquellen, die allein in dem Raume zwischen Minden und Nenndorf, also auf einer Strecke von rund 30 km gegen 20 beträgt. Es wäre doch eigenartig, wenn bei ihrem vertikalen Aufstieg die z. T. recht ergiebigen Quellen unmittelbar nach ihrer Umwandlung zu Schwefelwasser im Serpulit stets ausflössen und nicht ebensogut auch in höherem Niveau, etwa im Wealden. Gewiß gibt es gelegentlich Schwefelwasserstoffquellen im Wealden, und zwar innerhalb unseres speziellen Untersuchungsgebietes am Bückeberg eine im Helsengrund südlich Langenbruch im unteren Wealdensandstein und eine andere an der Unterkante des Hauptsandsteins oberhalb Obernkirchen. Aber diese wenigen Quellen haben mit den Serpulitwässern nichts zu tun, sind doch die Bedingungen zur Schwefelwasserstoffbildung in den oft schwefelkiesreichen Wealdenschiefern ebenfalls gegeben.

In jedem Falle spricht der große Reichtum des Serpulits an Schwefelquellen für ihre Bewegung innerhalb der Stufe selbst.

Wie ist nun der oberflächliche Ausfluß der Schwefelwässer zu erklären? Bei der Art des aus Sätteln und Mulden sich zusammensetzenden Gebirgsbaus liegt es nahe, die Schwefelquellen als Überfallquellen anzusprechen, die am Rande der Deistermulde im Osten und der Schaumburgisch-Lippischen Kreidemulde im Westen an besonders tiefgelegenen Stellen austreten. Allerdings erfordert dabei der Begriff „Überfallquellen" eine gewisse Einschränkung. Gewohnheitsmäßig versteht man unter Überfallquellen solche Quellen, die am Rande eines Schichtentroges bei Übersättigung mit Grundwasser überlaufen. So liegen nun aber die Verhältnisse in unserem Falle nicht. Denn dann müßten alle Tiefenaufschlüsse des Bergbaus im Serpulit stets auch Schwefelwasser ergeben haben. In Wirklichkeit ist jedoch nur an einer Stelle, nämlich im Barsinghäuser Tiefbauschacht III bei 265 m, und zwar inmitten einer z. T. in gediegenen Schwefel umgewandelten Gipsbank des Serpulits ein Schwefelwasserstoffausbruch erfolgt, der uns sehr instruktiv den Reduktionsprozeß veranschaulicht und bei seiner Tiefenlage gleichzeitig beweist, daß etwa Schwefelbakterien, an deren Mitwirkung man auch wohl denken könnte, in unserem Falle eine maßgebende Rolle bei der Entstehung des Schwefelwasserstoffs nicht zu spielen scheinen. In den übrigen bergbaulichen Aufschlüssen sowohl des Barsinghäuser wie Obernkirchner Reviers, die ja gelegentlich den Serpulit mit durchteuft und durchörtert haben, ist aber kein Schwefelwasser angetroffen, und man könnte vielleicht aus diesen negativen Befunden einen Einwand gegen die von mir vertretene Auffassung ableiten. Wie ist dieser scheinbare Widerspruch zu erklären?

Wenn ich darauf hinweise, daß die Kalkformationen im festen Gebirge im großen und ganzen ergiebigere Grundwasserträger bilden, so spreche ich damit eine allgemein bekannte Tatsache aus. Andererseits wissen wir aber auch, daß in den an sich sehr dichten und dadurch schwer durchlässigen Kalken die Wasserführung stets an die vorhandenen Spalten und Klüfte gebunden ist, die das Kalkgebirge infolge seiner Sprödigkeit in stärkerem Maße durchsetzen, und daß dabei die Wasseradern und Wasserstränge selbst in ein und demselben Spaltensystem ziemlich unabhängig voneinander sein können. In seiner Arbeit über die Paderquellen hat Stille (1903) über die Vorgänge der Wasserzirkulation im Paderborner Plänergebirge eingehendere Studien angestellt und die gegenseitige Unabhängigkeit in der Wasserführung benachbarter Spalten und Spaltensysteme an einer Reihe instruktiver Beispiele aufgezeigt. Zu einem analogen Ergebnis kommen wir auf Grund der wechselnden Zusammensetzung der Nenndorfer und Eilser Schwefelquellen, die sich nicht nur im Schwefelwasserstoffgehalt, sondern auch in ihrem Gehalt an sonstigen Salzen vielfach so sehr unterscheiden, daß der Verlauf der einzelnen Spaltenwässer mehr oder weniger unabhängig voneinander sein muß. Auch das gelegentliche Auftreten von Süßwasserquellen innerhalb des Serpulits am Deister und Bückeberg bezeugt eine solche Trennung des Grundwasserstockwerks in einzelne Grundwasserzonen. Ein besonderes Phänomen in dieser Beziehung stellt das im Eilser Park zusammen mit den Schwefelquellen im Serpulit zutage tretende Süßwasser des Rokkabrunnens dar, das so ganz und gar unbeeinflußt von den dicht benachbarten Schwefelwässern bleibt.

Zum guten Teil hängt außerdem die Ungleichmäßigkeit der Wasserzirkulation im Serpulit mit dem wechselnden Ausmaße toniger Schichten zusammen,

die, wie wir sahen, besonders im westlichen Teile des Gebietes einen größeren Umfang annehmen und im allgemeinen sogar vor den Kalken vorherrschen. Auch durch diese wechselnde tonige Fazies wird das Grundwasser in seiner Bewegung gestört und in einzelne, vorzugsweise auf die Kalkbänke beschränkte Stränge zerschlagen.

Wir kommen somit zu dem Ergebnis, daß es sich beim Serpulit um kein einheitliches Grundwasserstockwerk handelt, daß dieses vielmehr gemäß dem Verlauf von Klüften und Kluftsystemen, gemäß auch der verschieden starken Entwicklung toniger Zwischenschichten in einzelne Teile sich auflöst, die durch wasserfreie oder doch wasserarme Partien voneinander

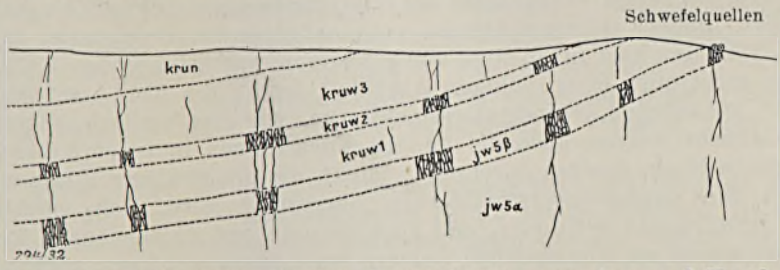


Abb. 2. Grundwasserbewegung in den Grenzschichten von Jura und Kreide in einzelnen streichenden Kluftzonen, sowohl in abwärtigem wie aufwärtigem Sinne erfolgend. $jw_5\alpha$ Münder Mergel, $jw_5\beta$ Serpulit, $kruw_1$ Unterer Wealdenschiefer, $kruw_2$ Wealdensandstein, $kruw_3$ Oberer Wealdenschiefer, krun Neokom

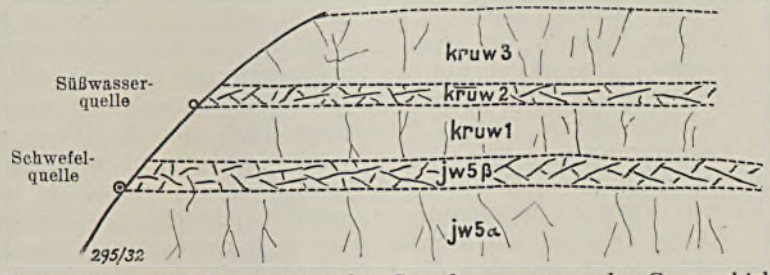


Abb. 3. Darstellung einer der streichenden Grundwasserzonen der Grenzschichten von Jura und Kreide in einem Längsprofil

geschieden werden, und solche wasserarmen Partien des Serpulits liegen offenbar in den obenerwähnten bergbaulichen Aufschlüssen vor.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei dem nächsthöheren Grundwasserstockwerk des Wealdensandsteins, obwohl ja hier bei der mehr porösen Beschaffenheit der Sandsteine die Bedingungen für einen gleichmäßigeren Wassergehalt schon eher gegeben sind. Trotzdem wechselt auch hier das Maß der Wasserführung mit der mehr oder weniger reichlichen Entwicklung von Klüften und Spalten und mit der mehr oder weniger reichlichen Einschaltung toniger Zwischenschichten. In erster Linie sind es nach den Erfahrungen des Kohlenbergbaus die streichenden Spalten, die das Grundwasser aufnehmen und weiterleiten und die, nicht selten in breit klaffendem Zustande, gleichsam als Sammelkanäle für dieses fungieren, während die schwebenden oder querverlaufenden Spalten mehr oder weniger geschlossen sind und daher für die Wasser-

bewegung weniger in Betracht kommen. Ich nehme an, daß dieser verschiedene Zustand der Spalten durch in jugendlicher Zeit wiedererwachende gebirgsbildende Kräfte hervorgerufen ist, die danach in ostwestlicher bzw. südostnordwestlicher Richtung gewirkt zu haben scheinen und vor allem die streichenden Spalten wieder aufgerissen haben. Auf Grund dieser durch den Wealdenkohlenbergbau gewonnenen Erkenntnisse habe ich auch in den beiden Profilen (Abb. 2 u. 3), die die Bewegung des Grundwassers im Portland und Wealden schematisch veranschaulichen sollen, dieses in einzelne streichende Zonen zerlegt.

Ist somit der Wasserhaushalt bei unseren als Grundwasserträger wirkenden Kalk- und Sandsteinhorizonten in hohem Grade abhängig von den jeweils vorhandenen Spalten und Klüften der Schichten, so sind diese gleichfalls auch für die hydrologischen Verhältnisse der die Grundwasserstockwerke voneinander trennenden tonigen Gebirgsschichten von maßgebender Bedeutung. Denn die tonigen Schichten sind nicht etwa völlig frei von wasserführenden Klüften und bedingen nicht etwa einen völligen Abschluß der an die Kalk- und Sandsteinhorizonte gebundenen Grundwasserstockwerke, wie das vielfach angenommen wird. Vielmehr werden auch die tonigen Formationen in beschränktem Maße von wasserhaltigen Spalten durchzogen, durch die ein gewisser Zusammenhang zwischen den Grundwasserstockwerken hergestellt wird. Ich möchte nach meinen Erfahrungen behaupten, daß eine absolute und durchgehende Trennung der Grundwässer im mesozoischen Gebirge wohl überhaupt kaum vorhanden ist, höchstens nur insoweit, als die trennenden Tone streckenweise stärkerer Zerklüftung ermangeln. In unserem Falle wird diese Art der Wasserzirkulation besonders bewiesen durch das bereits erwähnte Aufsteigen der Solwässer der Münder Mergel bis in den Wealdensandstein hinein, die dabei nicht nur die Münder Mergel, sondern auch die bis 100 m mächtigen Unteren Wealdenschiefer passieren müssen. Um weitere Beispiele aus unserem Untersuchungsgebiet zu nennen, verweise ich auf die bemerkenswerte Tatsache, daß im Vorlande des Deisters und der Bückeberge der Neokomschiefer in wechselndem Grade von wasserhaltigen Klüften durchzogen wird. Gewiß gibt es gelegentlich auch Fehlbohrungen in ihm, aber im großen und ganzen rechnen doch die Brunnenbauer nach ihren Erfahrungen damit, daß sie, sobald sie unter der zähen, tonigen Verwitterungsdecke die gewachsenen Schiefertone erreichen, genügend Wasser erhalten, das oftmals selbst in trockenen Sommern nicht versiegt. Sehr interessant sind auch die Erfahrungen, die der Wealdenkohlenbergbau bezüglich der Vorgänge der Wasserzirkulation gemacht hat und macht. Kommt es auf der einen Seite nicht selten vor, daß die Wasserhaltung auf der einen Sohle in keiner Weise durch die Wasserhaltung auf der nächsthöheren oder -tieferen beeinflußt wird, weil zwischen die betreffenden Sandsteinzonen wasserundurchlässige Schiefertonpakete sich zwischenschalten, so gibt es andererseits Fälle, in denen die Wasserbewegung auch durch die tonigen Schichten hindurch längs einzelner Klüfte in gewissem Grade vor sich geht. Besonders lehrreich ist dafür das Beispiel, daß durch die Wasserhaltung des ehemaligen Bantorfer Bergbaus am Deister, und zwar infolge des Anhauens stärkerer wasserführender Klüfte des Wealdensandsteins in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts mehrere Quellen im benachbarten Gebiet von Nenndorf versiegten, die nicht nur im Wealdensandstein, sondern zum größeren Teil im Unteren Schiefer und im einen Falle sogar im Serpulit entsprangen.

Aus allen diesen Verhältnissen ergibt sich zur Genüge, daß das Grundwasser im älteren Gebirge sich vorherrschend auf Spalten

und Klüften bewegt, die als breitere, verzweigte Systeme in den spröden Kalk- und Sandsteinschichten entstanden und die Herausbildung größerer Wasserreservoire in diesem Gebirge zur Folge hatten, die in gewissem Grade aber auch in den zwischenliegenden tonigen Schichten aufrissen und auf diese Weise eine Kommunikation zwischen den einzelnen Grundwasserstockwerken herbeiführten. Von weiterer Bedeutung ist dabei die verschiedene Art der Grundwasserbewegung, die sowohl in abwärtigem, wie, nach dem instruktiven Beispiel der aufsteigenden Solwässer der Münder Mergel, in aufwärtigem Sinne erfolgt und sonach eine Speisung der Grundwasserstockwerke des Serpulits und Wealdensandsteins sowohl durch absteigende wie aufsteigende Wässer bedingt. Wie dabei im einzelnen die Bewegung des Grundwassers sich gestaltet, ist natürlich schwer zu sagen. Es ist deshalb in den Abbildungen 2 u. 3, die ein Schema der Verteilung der Grundwässer geben sollen, mit Absicht eine Unterscheidung zwischen absteigenden und aufsteigenden Wässern nicht gemacht worden.

Das Zutagetreten der mineralisierten Grundwässer des Serpulits ist damit erklärt. Überall, wo die wasserführenden Klüfte zutage ausgehen, ist auch die Möglichkeit des Erscheinens von Schwefelquellen gegeben. Diese stellen also Überfallquellen in dem einschränkenden Sinne dar, daß es innerhalb des jeweiligen Spaltenzuges zu einem randlichen Überlaufen des Grundwassers kommt. In besonderem Maße wird das an den Stellen der Fall sein, wo die mehr oder weniger streichend verlaufenden Spalten, die den Schwefelwässern als Wege dienen, von stärkeren Querbrüchen und Querverwerfungen gekreuzt werden und dadurch die Zerklüftung der Schichten einen besonders hohen Grad erreicht oder der Aufbau der Schichten selbst eine plötzliche Änderung erfährt und die Wässer auf diese Weise zum Austritt zwingt. So sind die in größerer Anzahl und größerer Ergiebigkeit zutage fließenden Schwefelquellen von Eilsen und Nenndorf geologisch bedingt: im ersteren Falle handelt es sich um eine Stelle des Gebirgsbaus, die durch die Umlenkung der Schichten aus der ostwestlichen in die nordöstliche Streichrichtung tektonisch stärker beansprucht und demzufolge von Querbrüchen arg zerrissen ist, im zweiten Falle werden die von zahlreichen streichenden Spalten und Verwerfungen durchsetzten Wealden-Serpulitschichten längs einer bedeutenderen Querverwerfung gegen mächtige Neokomschiefertone abgeschnitten, die infolge ihrer schwereren Durchlässigkeit stauend auf die an sie herantretenden Schwefelwässer einwirken und sie z. T. zum Ausfluß bringen.

b) Die Schwefelquellen der Münder Mergel

Es ist von besonderem Interesse, daß neben den zahlreichen Schwefelquellen des Serpulits an einzelnen Stellen auch den Münder Mergeln Schwefelwässer entsteigen. Zu nennen wären einmal die natürliche Schwefelwasserstoffquelle des Bades Münder am Deister, sodann die schwefelwasserstoffhaltige Sole im Orte Soldorf zwischen Deister und Bückeberg, die daselbst am Ende des 18. Jahrhunderts erbohrt worden ist, zunächst von der benachbarten Saline Rodenberg genutzt wurde und seit deren Eingehen dem Bade Nenndorf zu Badezwecken zugeleitet wird. Die Sole entstammt drei alten Bohrlöchern, die jeweils von der Sohle eines ca. 30 m tiefen Schachtes um über 300 m ab-

geteuft worden sind und auf eine entsprechende Mächtigkeit der Formation hinweisen. Der Soldorfer Sole an die Seite zu stellen ist die Tiefbauquelle des Barsinghäuser Bergbaus, die auf der 460-m-Sohle auf einer Verwerfungskluft zwischen Korallenoolith und Münder Mergel angefahren ist. Während die Badequelle von Münder nach ihrer Zusammensetzung als eine sulfatische Schwefelwasserstoffquelle anzusprechen ist, besitzen die anderen beiden neben ihrem Gehalt an teils freiem, teils an ein Sulfhydrat (Natriumhydrosulfid) gebundenem Schwefelwasserstoff zugleich auch einen höheren Gehalt an Kochsalz, der dem im tieferen Untergrunde vorhandenen Salzlager der Formation entstammt.

Was nun den Schwefelwasserstoff anbetrifft, so ist seine Entstehung analog derjenigen bei den Serpulitwässern, nur mit dem Unterschiede, daß sämtliche sulfatischen und chloridischen Salze den Münder Mergeln entstammen und die reduzierenden Substanzen gleichfalls ihren Sitz in ihnen haben, und zwar ganz offenbar in den salinischen Salzen der Formation. Wenigstens dürfen wir aus den Tagesaufschlüssen bitumenhaltiger Münder Mergel-Gipse (Weenzen, Rodenberg, Nammen), die durch ihre Vergesellschaftung mit gediegenem Schwefel den stattgehabten Reduktionsprozeß uns in besonders instruktiver Weise vor Augen führen, schließen, daß allgemein die Gipse und vielleicht auch das Steinsalz der Münder Mergel bitumenreich sind. In diesem Zusammenhange sei noch besonders darauf verwiesen, daß nach der Analyse die Soldorfer Sole außer Schwefelwasserstoff und freier Kohlensäure an sonstigen Gasen auch Stickstoff und Methan enthält, die gleichfalls die bituminöse Beschaffenheit der Muttergesteine der Solwässer wahrscheinlich machen.

IV. Die Asphaltvorkommen von Limmer und Vorwohle

Der Zweck des vorliegenden Aufsatzes ist, die primärbitumenhaltigen Horizonte der nordwestdeutschen Portlandbildungen einmal in genetischer Hinsicht, zum andern in ihrer Bedeutung als Bildner schwefelwasserstofführender Grundwässer und Quellen näher zu schildern. Zu dieser Kategorie bitumenreicher Weißjurakalke sind aber nicht die dem gleichen Gebiet angehörenden Asphaltkalke von Limmer bei Hannover und Vorwohle am Hils zu rechnen, die einen weit höheren Bitumengehalt von durchschnittlich 6—7 %, im Höchstfalle sogar bis 20 % besitzen und deren einzelne Lager sich auf den Korallenoolith, Mittleren Kimmeridge, Gigaskalke und Eimbeckhäuser Plattenkalke verteilen. Nach den neueren Untersuchungen vor allem von Schöndorf (1911), sowie nach der bei der Spezialkartierung des Blattes Gehrden durch meinen Kollegen Ebert und mich vorgenommenen Untersuchung steht jedenfalls die sekundäre Natur dieser an bestimmte Bruchspalten und Bruchzonen gebundenen Asphaltvorkommen außer Frage und wird wohl jetzt allgemein angenommen.

Von ihrer näheren Behandlung soll an dieser Stelle aus dem Grunde abgesehen werden, weil die Frage nach ihrer Entstehung noch nicht spruchreif erscheint. Nachdem wir oben gesehen haben, daß verschiedenen Horizonten der nordwestdeutschen Portlandbildungen von Haus aus ein gewisser Bitumengehalt eigentümlich ist, läge es nahe, die Asphalte von Limmer und Vorwohle auf eine Mobilisation und Konzentration der primären Bitumenstoffe der Port-

landstufen, insonderheit des Serpulits bei gleichzeitiger Oxydation zurückzuführen. Wir würden uns damit der zuerst von Strombeck (1871) vertretenen und neuerdings wieder von Kauenhowen (1927) geltend gemachten Ansicht nähern, nach der das Bitumen zwar nicht aus den Portlandschichten, so aber doch aus dem hangenden Wealden infiltriert sein soll, der ja gleichfalls durch allgemeine Bitumenführung seiner Schiefer sich auszeichnet. Eine derartige Infiltration von oben her in die liegenden Weißjurakalke müßte natürlich in präneokomer Zeit erfolgt sein, da die fraglichen Schichten bereits bei der Transgression des Neokoms großenteils zerstört worden sind, wie die Lagerungsverhältnisse speziell im Gebiete von Limmer zeigen. Wenn Schöndorf, der als das Muttergestein der Asphaltbitumina die tiefer lagernden Posidonienschiefer betrachtet, diese Möglichkeit einer älteren Infiltration von oben her verneint wegen des postneokomen Alters der Störungen, so übersieht er, daß es sich bei den Dislokationen des Neokoms nur um das Wiederaufreißen vorhandener älterer Störungen als Begleiterscheinungen einer präneokomen Gebirgsbildung handelt, wie sie sich ja gerade in der transgressiven und diskordanten Lagerung des Neokoms über wechselnden Schichten des Jura kennzeichnet. Eher wäre Kauenhowen beizupflichten, der aus den zeitlichen Verhältnissen der Abtragung der Muttergesteine der Kohlenwasserstoffe einen Rückschluß auf den Zeitpunkt ihrer Migration zieht.

Auf der anderen Seite haben nun aber die bedeutsamen Erdölfunde im Zechstein von Volkenroda in Thüringen das Erdölproblem, soweit es unsere norddeutschen Erdöllagerstätten angeht, auf eine neue Basis gestellt und lassen es als möglich erscheinen, daß vielleicht auch für diese an die verschiedenen mesozoischen Sandsteinhorizonte gebundenen Erdöllager die Zechsteinformation die eigentlichen Muttergesteine enthalten und daß aus ihnen das Erdöl sekundär in die mesozoischen Schichten eingewandert sein könnte. In analoger Weise, nämlich durch Migration aus dem Zechstein, könnten dann auch die Asphalte von Limmer und Vorwohle entstanden sein, eine Möglichkeit, die bei dem ersteren Vorkommen um so näher liegt, als in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft der Benther Salzhorst sich befindet und ein einheitliches Bruchsystem die Asphaltkalke und Zechsteinschichten miteinander verbindet. Die Asphalte der Hilsmulde hingegen besitzen einen durch die Zwischenlagerung der tieferen Jura- und sämtlicher Triasschichten bedingten, recht weiten horizontalen wie vertikalen Abstand von der im Kern des Elfassattels steckenden Zechsteinformation, einen Abstand, der in gleichem Maße allerdings auch von dem aufsteigenden Erdöl bei unseren norddeutschen Lagerstätten überwunden werden müßte, falls man eben ihre Entstehung mit den Kohlenwasserstoffen der Zechsteingesteine in genetischen Zusammenhang bringen will. Die bisherigen Beobachtungen gestatten jedenfalls noch nicht, die Asphalte in der einen oder anderen Weise genetisch zu erklären, und die endgültige Diagnose über ihre Entstehung bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten.

Zusammenfassung

Die aus den Gigasschichten, Einbeckhäuser Plattenkalken, Münder Mergel und Serpulit bestehenden Portlandstufen des nordwestdeutschen Weißen Jura sind namentlich im Zuge des Deisters, Bückeberges und Wesergebirges in verschiedenen Horizonten durch einen merklichen Gehalt an Polybitumen ausgezeichnet, der eine gleichmäßig dunkle Färbung der Gesteine hervorruft und

sich beim Anschlagen der Kalke durch einen penetranten Geruch bemerkbar macht. In sämtlichen Gesteinen, Tonen, Mergeln, Kalken und auch salinischen Gesteinen, ist das Bitumen primär vorhanden und hat höchstens innerhalb des Horizontes selbst eine nachträgliche Mobilisation und Anreicherung auf Klüften in Form von Oxybitumen (Asphalt, Ozokerit) erfahren.

Die primäre Natur des Bitumens wird bewiesen einmal durch seine gleichmäßige, diffuse und schichtige Verteilung und bei den Gigaskalken durch die als Schichtbestege vielfach auftretende Konzentration, die gern im Zusammenhange steht mit stylolithischen Strukturen und dann als Residualbildung der aufgelösten Kalksubstanz anzusehen ist, sie wird ferner aber auch bewiesen durch die innige Verknüpfung des Bitumens mit fein verteiltem Schwefelkies, dem charakteristischen Begleiter fossiler Faulschlammbildungen.

Auch paläogeographisch ist die Bituminierung der Portlandschichten bedingt, insofern nämlich, als sich diese nach ihrer allgemeinen Beschaffenheit, zumal durch ihre sandigen und konglomeratischen Bildungen, als litorale Flachwassersedimente kennzeichnen, und zwar speziell beeinflußt durch die „mitteldeutsche Festlandsschwelle", in deren Bereich sich leicht ruhige Meeresbuchten, Lagunen und Haffe abschnüren und Veranlassung zu Fäulnisprozessen der Lebewelt geben konnten. Es werden dabei die paläogeographischen und bionomischen Verhältnisse der einzelnen Stufen in ihrer fortlaufenden Entwicklung behandelt, in der sich das sowohl durch orogenetische wie epirogenetische Bodenbewegungen bedingte ständige Oszillieren des Portlandmeeres widerspiegelt. Diese stärkeren Meeresschwankungen hatten aber zugleich einen wiederholten Wechsel der Lebensbedingungen der Organismen und damit ein Massensterben derselben, verbunden mit Fäulnisvorgängen, zur Folge, die außerdem auch schon durch eine rasche Sedimentation verursacht werden konnten. Es erweisen sich danach selbst die benthosführenden Schichten, so die Serpelkalke, die Cyrenenschiefer und Cyrenenkalke, die wie im Wealden ebenso auch im Serpulit in fortgesetzter Wechsellagerung mit planktonführenden Cyprisschiefern auftreten, in ihrem Bitumengehalt als primäre Bildungen, wohingegen die von anderer Seite vertretene Ansicht von der sekundären Natur des Bitumens in solchen durch benthonische Faunen ausgezeichneten Schichten auch bionomisch nicht begründet ist.

Von besonderer Bedeutung ist das Bitumen vor allem des Serpulits, daneben auch des Münder Mergel-Gipses in seiner chemischen Einwirkung auf die Grundwässer dieser Stufen: das sowohl im Serpulit wie in den Münder Mergeln vorkommende schwefelsaure Calcium wird durch das Bitumen zu Schwefelcalcium reduziert, und aus diesem entsteht unter dem Einfluß der durch die Oxydation des Bitumens sich entwickelnden Kohlensäure kohlensaurer Kalk und zum Teil freier Schwefelwasserstoff, während ein anderer Teil des letzteren auch Verbindungen zu einem Sulfhydrat eingeht. Auf diese Weise werden die Grundwässer des Serpulits und Münder Mergels, von denen die letzteren außerdem naturgemäß auch reich an Kochsalz sein können, zu schwefelwasserstoffhaltigen Wässern mineralisiert und treten als solche unter geeigneten Bedingungen zutage.

Nach den Ergebnissen der bergbaulichen Aufschlüsse ist nun aber nicht anzunehmen, daß die betreffenden Schichten in ihrem ganzen Umfange an Schwefelwasser gesättigt sind und dieses als sog. Überfallquellen innerhalb ihres muldenförmigen Baus an besonders tief gelegenen Stellen abgeben, sondern die Zirkulation der schwefelhaltigen Grundwässer ist nur an gewisse,

im allgemeinen streichend verlaufende Kluftzonen gebunden, und nur dort, wo diese an die Tagesoberfläche austreten oder wo besondere Komplikationen des Gebirgsbaus eine stauende Wirkung auf die Bewegung der Grundwässer ausüben, kommen sie als Schwefelquellen zum Vorschein. Besonders reich an solchen Schwefelquellen ist der Serpulitzug auf der Strecke zwischen Minden und Nenndorf, wo man allein gegen 20 Quellen zählt, unter ihnen die besonders starken und heilkräftigen Quellen der Bäder Eilsen und Nenndorf. Schwefelwasserstoffhaltige Quellen der Münder Mergel sind seltener. Zu nennen wären die natürliche Schwefelquelle des Bades Münder, die erbohrte schwefelhaltige Sole von Soldorf und die durch den Barsinghäuser Tiefbau im tieferen Untergrunde erschlossene Schwefelquelle, die ebenfalls zugleich salzhaltig ist.

Zum Schluß werden die den verschiedenen Stufen des Weißen Jura angehörenden Asphalte von Limmer und Vorwohle kurz erwähnt, deren wesentlich höherer Bitumengehalt sich durch seine sekundäre Entstehung erklärt. Der bisherige Stand der Untersuchung läßt aber die Frage noch unentschieden, ob es sich dabei um eine Infiltration und Konzentration des ursprünglichen Bitumens der Portlandschichten handelt oder ob der Ursprung der Kohlenwasserstoffe in der tiefer gelegenen Zechsteinformation zu suchen ist.

Literaturverzeichnis

Albrecht, H.: Das Erdölvorkommen von Volkenroda. — Kali, 1932, S. 3 ff.

Bentz, A.: Über das Mesozoikum und den Gebirgsbau im preußisch-holländischen Grenzgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 331 ff., 1926.

Burre, O.: Der Teutoburgerwald zwischen Bielefeld und Örlinghausen. — Dies. Jb., **32**, 1911.

Dahlgrün, F.: Tektonische, insbesondere kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiet. — Ebenda, **42**, S. 723 ff., 1921.

—: Die paläogeographischen Verhältnisse der Unterkreide im Bildungsraume des Erzlagers von Salzgitter. — Ebenda, **47**, S. 383 ff., 1926.

Dunker, W.: Beiträge zur Oryktographie der norddeutschen Oolithgebilde. — Stud. götting. Ver. Bergm. Freunde, **4**, S. 271 ff., 1881.

Ebert, A., & Grupe, O.: Erl. z. geol. Karte von Preußen. Bl. Gehrden, Lief. 271.

Fuchs, Th.: Über die Natur und Entstehung der Stylolithe. — Sbr. Akad. Wiss., Wien 1894.

Grupe, O.: Die Einzelphasen der saxonischen Gebirgsbildung am Deister. — Dies. Jb., **47**, S. 357 ff., 1926.

—: Erl. z. geol. Karte v. Preußen. Bl. Springe, Rodenberg u. Lauenau. Lief. 271.

Haack, W.: Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. — Z. deutsch. geol. Ges., **76**, S. 33 ff., 1924.

—: Erl. z. geol. Karte v. Preußen. Bl. Osnabrück u. Iburg, 1930.

Harbort, E.: Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- u. Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. — v. Koenen-Festschrift, S. 471 ff., 1907.

—: Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrunde des Diluviums der Umgebung von Neustadt und Nienburg. — Dies. Jb., **31**, 1910.

Heidorn, F. & Schlüter, H.: Zur Frage der Ölhöfflichkeit und Paläogeographie des Mittleren Zechsteins. — Kali, **25**, S. 295 ff., 1931.

v. Koenen, A.: Erl. z. geol. Karte v. Preußen. Bl. Alfeld (Lief. 127), Eschershausen (Lief. 152), Bl. Salhemmendorf und Gronau (Lief. 153).

Koert, W.: Geologische und paläontologische Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide an der SW-Seite des Selters. — Diss. Göttingen, 1898.

Krejci-Graf, K.: Grundfragen der Ölgeologie. — 4. Heft der Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie, 1930.

Metswerdt, A.: Erl. z. geol. Karte v. Preußen. Bl. Halle, Bielefeld, Brackwede (Lief. 256), Bl. Borgholzhausen (Lief. 286).

Naumann, E.: Erl. z. geol. Karte v. Preußen. Bl. Hameln (Lief. 251), Bl. Eldagsen (Lief. 265).

Potonié, H.: Zur Frage nach den Ur-Materialien der Petrolea. — Dies. Jb., **25**, S. 342 ff., 1904.
Potonié, R.: Allgemeine Petrographie der „Ölschiefer" und ihrer Verwandten. — Gebr. Bornträger, Berlin 1928.
Reis, O. M.: Über Stylolithe, Dutenmergel usw. — Geogn. Jahresh., **15**, 1902.
Sander, B.: Über bituminöse und kohlige Gesteine. — Mitt. geol. Ges. Wien, **15**, S. 1 ff., 1922.
Schöndorf, F.: Die Stratigraphie und Tektonik der Asphaltvorkommen von Hannover. — **4.** Jber. niedersächs. geol. Ver., S. 105 ff., 1911.
—: Die stratigraphischen Verhältnisse der Vorwohler Asphaltgruben in Braunschweig. — Ebenda, S. 164 ff., 1913.
—: Über positive Strandverschiebungen im Oberen Jura des südöstlichen Deisters. — Centralbl. f. Min., S. 483 ff., 1913.
—: Die Weißjura-Aufschlüsse von Völksen am Deister. — **7.** Jber. niedersächs. geol. Ver., S. 125 ff., 1914.
Schott, W.: Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Braunen und Unteren Weißen Jura Nordwestdeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **133**, 1930.
Smith, J. P.: Der Kahleberg bei Echte. — Dies. Jb., 1891.
Stille, H.: Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister. — Ebenda, **22**, S. 347 ff., 1901.
—: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **38**, 1903.
—: Über Strandverschiebungen im hannoverschen Oberen Jura. — Z. deutsch. geol. Ges., **57**, S. 515 ff., 1905.
—: Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. — Ebenda, **57**, S. 163 ff., 1905.
—: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Bornträger, Berlin, 1924.
Struckmann, C.: Über den Serpulit von Völksen am Deister usw. — Z. deutsch. geol. Ges., S. 227 ff., 1879.
Stutzer, O.: Erdöl. — Berlin 1931.
Wagner, G.: Stylolithen und Drucksuturen. — Geol. u. Paläontol. Abh., N. F., **11**, S. 3 ff., 1913.
Wöhler: Die Schwefelwasserstoffquellen zu Nenndorf. — Kassel 1836.
Wunstorf, W.: Die geologischen Verhältnisse des kleinen Deisters, Nesselberges und Osterwaldes. — Dies. Jb., **21**, S. 26 ff., 1900.

Druckfertig eingereicht am 11. Mai 1932.
„Imprimatur" erteilt am 5. August 1932.

Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias

Teil 1: Der Buntsandstein

Von P. Assmann in Berlin

Hierzu Tafel 40

In den letzten Jahrzehnten ist über die oberschlesische Trias eine Reihe von Einzelarbeiten erschienen, die größtenteils Teilgebiete und Spezialfragen behandelten. Eine Zusammenfassung und kritische Bearbeitung dieser Veröffentlichungen war daher einmal dringend geboten. Bei der Abfassung wurden auch alle neuen, bisher unveröffentlichten stratigraphischen Ergebnisse mitverwertet, so daß diese Arbeit den gegenwärtigen Stand der stratigraphischen Forschung in der oberschlesischen Trias wiedergibt.

Verbreitung und allgemeine Lagerungsverhältnisse der Trias in Oberschlesien und in den angrenzenden Gebieten

Die Verbreitung der Triasschichten in Oberschlesien und in den benachbarten Gebieten ist am besten aus der Geognostischen Karte von Oberschlesien von F. Roemer zu ersehen, die 10 Blätter im Maßstabe 1 : 100 000 umfaßt. Eine gute Ergänzung dazu bilden die von der Preußischen Geologischen Landesanstalt herausgegebenen Meßtischblätter (1 : 25 000), von denen besonders die Blätter Beuthen—Laurahütte, Tarnowitz—Brinitz, Hindenburg (Zabrze), Broslawitz, Peiskretscham, Tost, Blottnitz und Leschnitz zu nennen sind. Das Ausgehende der Trias und deren Lagerungsverhältnisse im östlichen und südöstlichen Oberschlesien sowie in den angrenzenden polnischen Gebieten hat R. Michael auf der von ihm veröffentlichten Übersichtskarte des oberschlesischen Steinkohlenreviers und seiner Nachbargebiete in übersichtlicher Weise zur Darstellung gebracht.

Die triassischen Schichten haben in Oberschlesien eine sehr große Verbreitung. Vollkommen fehlen sie nur im südwestlichen Teil der heutigen Provinz. Auf weiten Gebieten treten sie jedoch nicht an die Erdoberfläche, sondern werden von jüngeren Schichten in mehr oder weniger großer Mächtigkeit überdeckt. Da alle 3 Abteilungen dieser Formation entwickelt sind, und die Schichten im allgemeinen ein ost-westliches Streichen und ein nördliches Einfallen haben, trifft man im südlichen Teil des Triasgebiets nur den Buntsandstein, im mittleren Teil noch dazu den Muschelkalk und im nördlichen Teil auch noch den Keuper an. Der Muschelkalk und die kalkig-dolomitische Stufe des Buntsandsteins bilden Höhenzüge im Gelände, die zwischen Krappitz und Tost „Chelm" (im weiteren Sinne) und östlich davon Tarnowitzer Höhen genannt werden. Der Chelm erhebt sich bei Wyssoka und Annaberg bis etwa 375 m, die Tarnowitzer Höhen südlich von Tarnowitz bis rd. 350 m über NN. Im Keupergebiet sind nur wenige Höhenzüge vorhanden, die aus Keuperschichten bestehen. Da der Keuper sich vorwiegend aus tonigen Ablagerungen aufbaut, ist er in

viel größerem Umfang als Buntsandstein und Muschelkalk der Erosion anheimgefallen. Daher fand das Inlandeis zur Zeit des Diluviums im oberschlesischen Keupergebiet größtenteils nur tiefliegende Niederungsflächen vor, in denen es mächtigere Sedimente ablagerte als auf dem südlich davon gelegenen Kalksteingebirge. Anders liegen die Verhältnisse dort, wo Kalksteineinlagerungen von größerer Mächtigkeit im Keuper vorhanden sind, wie z. B. bei Lublinitz, Woischnik, Kozieglowy usw. Diese Kalke und Kalkbrekzien, die z. T. eine beträchtliche Härte besitzen, haben dem raschen Fortschreiten der Abtragung im Keupergebiet Einhalt geboten. Daher gibt es im ehemaligen Verbreitungsgebiet der Kalke zahlreiche Höhenketten und Einzelerhebungen, deren Kuppen sämtlich aus Kalkstein bestehen, während die Tone an ihren Hängen oder erst am Fuße ausstreichen (vgl. Wacholderberg bei Woischnik, Biadatz—Berg und Vogelsberg bei Lubschau, Kapellenberg bei Koschentin usw.).

Die Südgrenze des zusammenhängenden Triasgebietes in Oberschlesien folgt einer Linie, die im Westen südlich von Krappnitz beginnt und sich über Jeschona, Zyrowa, Leschnitz, Salesche, Schieronnowitz, Groß-Kotulin, Groß-Pluschnitz, Sarnau bis nach Schieroth hinzieht. Dann wird sie durch den von NO nach SW streichenden Toster Sprung über 20 km nach Süden verlegt. Ihr westlichster Teil ist dort nicht genau bekannt, weil er unter mächtigen diluvialen und tertiären Ablagerungen verborgen ist, und geeignete Aufschlüsse fehlen. Der westlichste Punkt, an dem noch triassische Schichten nachgewiesen worden sind, ist die Bohrung Klein-Althammer. Hier sind im Liegenden des Tertiärs noch etwa 50 m Muschelkalk und 78 m Buntsandstein durchsunken worden. Erst in der Gegend von Pilchowitz läßt sich die Grenze wieder besser verfolgen, da dort mehrere Tiefbohrungen gestoßen worden sind, die bis ins Karbon hinabreichen. Von Pilchowitz ab bewegt sie sich, etwa 1 km westlich von Deutsch-Zernitz, zunächst in nordnordöstlicher Richtung, biegt aber dann nördlich von Kolonie Zedlitz nach ONO um, berührt den Nordrand der Stadt Gleiwitz und geht am nördlichen Talrand des Beuthener Wassers entlang über Biskupitz nach Schomberg hin. Hier macht sie einen Knick nach Süden und verläuft über Lipine, Schlesiengrube, Hohenlinde, Südlagiewnik, Chorzow, Bittkow nach Siemianowitz. Kurz vor Milowice wendet sie sich noch einmal für eine kurze Strecke nach Süden, nimmt aber von Klein-Dombrowka bis Sielce wieder östliche Richtung an. Darauf beschreibt sie noch einen kleinen, nach NW hin geöffneten Bogen, auf dem die Ortschaften Dandowka und Rabka liegen, und trifft schließlich östlich von Porembka auf die große Randverwerfung, an der die Muschelkalkschichten gegen das Produktive Karbon abgesunken sind.

Südlich des großen zusammenhängenden Triasgebiets sind noch einzelne isolierte, meist kleinere Triasschollen vorhanden, die als Reste der früher viel weiter nach Süden reichenden Triasdecke aufzufassen sind. Das größte und wichtigste Vorkommen liegt westlich von Nicolai zwischen Mokrau und Klein-Paniow. Einige kleinere finden sich bei Petrowitz und Ochojetz, bei Lendzin, Neu-Anhalt, Sciern, Berun, Cielmitz und südlich von Nicolai. Die Muschelkalkrücken von Krassow, Dzieckowitz und Imielin sind die westlichen Ausläufer der Chrzanower Triasmulde.

Die heutige Südgrenze der Triasablagerungen ist eine Erosionsgrenze. Über die ursprüngliche Ausbreitung der Triasschichten im Süden lassen sich keine sicheren Angaben machen. Da die im westlichen Oberschlesien an der Triasgrenze ausstreichenden Formationsglieder bereits eine erhebliche Mächtigkeit

haben, ist anzunehmen, daß die ursprüngliche Ablagerungsgrenze viel weiter südlich als die heutige Erosionsgrenze gelegen haben muß. Anders liegen die Verhältnisse im südöstlichen Oberschlesien. Hier nehmen die triassischen Schichten südlich von Beuthen rasch an Mächtigkeit ab, so daß sie in der Gegend von Lendzin, Imielin und Cielmitz nur noch einen Bruchteil von der Mächtigkeit aufweisen, die sie bei Beuthen und Tarnowitz hatten. Es ist daher wahrscheinlich, daß dort die ursprüngliche Verbreitung der Triasschichten nicht viel weiter nach Süden reichte, als heutzutage durch den südlichsten Erosionsrest triadischer Ablagerungen angedeutet ist.

Im Westen läßt sich das geschlossene Triasgebiet bis nach Krappitz hin verfolgen, wo Röt- und Muschelkalkschichten im Stadtbereich noch einmal an die Erdoberfläche treten. Westlich davon fallen diese Ablagerungen steil unter jüngere Sedimente ein. Ferner steht noch bei Rogau, 5 km nördlich von Krappitz, Muschelkalk auf dem linken Oderufer an. Aber bereits einige hundert Meter weiter nördlich trifft man in Dombrowka auf die Kreidemergel des Turons, die dort an einer vermutlich NO—SW streichenden Störung gegen den Muschelkalk verworfen sind. Auf der anderen Seite der Oder lassen sich die Triasschichten, nur von wenige Meter mächtigen, diluvialen Ablagerungen bedeckt, bis nach Groschowitz hin verfolgen. Erst von dort ab werden sie nach Norden hin von Kreideschichten überlagert. Über das Ausgehende der Triasschichten im Westen ist nichts bekannt, da abgesehen von der Bohrung „Proskau" keine auf dem Gelände links der Oder niedergebrachte Bohrung vorkretazeische Schichten erreicht hat.

Während die Triasschichten westlich des Toster Sprunges die gewöhnliche Lagerungsform, nämlich ost-westliches Streichen und nördliches Einfallen, haben, sind sie östlich davon vielfach muldenförmig gelagert. Am bekanntesten ist die Beuthener Triasmulde, in der die reichen Blei-Zinkerzlagerstätten Oberschlesiens vorkommen. Sie beginnt in Westoberschlesien bei Rokittnitz und streicht zunächst fast genau west-östlich. Östlich von Beuthen—Roßberg macht sie eine Biegung nach OSO. Diese Richtungsänderung ist durch eine Anzahl von Sprüngen bedingt, die das Gebirge in nord-südlicher und südwest-nordöstlicher Richtung durchziehen. Der südöstliche Teil der Beuthener Mulde wird durch die Bendziner Randspalte begrenzt. Weiter südöstlich folgt im Streichen der Beuthener Mulde die Mulde von Trzebinia. Ihr im Südwesten benachbart ist die Chrzanower Mulde, die im Gegensatz zu ersterer ost-westliche Richtung hat, also dem Westteil der Beuthener Mulde parallel geht.

Die sogen. Tarnowitzer Erzmulde, die zwischen Tarnowitz und dem Dorf Stollarzowitz liegt, ist keine Mulde, sondern ein durch mehrere nord-südlich verlaufende Verwerfungen gestaffelter Grabeneinbruch.

Westlich von Tarnowitz haben die Triasschichten ganz allgemein ost-westliches Streichen und nördliches Einfallen. An der Linie Roitza—Tarnowitz wenden sie sich jedoch plötzlich nach Norden um und behalten diese Streichrichtung bis in die Gegend von Georgenberg und Groß-Zyglin bei. Erst nördlich davon nehmen sie wieder ein ost-westlich gerichtetes Streichen an.

In Alt-Polen treten die Triasschichten jenseits der früheren Landesgrenze in einem etwa herzynisch streichenden Zug auf, der sich östlich des Dabrowaer Karbonsattels ausdehnt. Dieser Triaszug, dessen Schichten flach nach NO hin einfallen, läßt sich von Czerna in Galizien (nördlich von Krzeszowice gelegen) bis in die Gegend von Mrzyglod hin verfolgen. Dann biegt er nach

WNW um und stellt auf diese Weise die Verbindung mit dem oberschlesischen Triasgebiet her. Seine Breite schwankt zwischen 4 und 20 Kilometern. Im Osten fällt er flach unter jurassische Schichten ein.

Das Liegende der Triasschichten

Im Liegenden der triassischen Schichten treten in Oberschlesien

das Rotliegende,
das Produktive Karbon
und der Kulm

auf. Das Rotliegende findet sich hauptsächlich im nördlichen Oberschlesien. Seine südliche Begrenzung geschieht durch eine Verwerfung, die im östlichen Oberschlesien einige hundert Meter südlich von Friedrichshütte in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung verläuft, zwischen Tarnowitz und Lassowitz hindurchgeht und sich dann in der gleichen Richtung nach Alt-Polen hinein fortsetzt. An ihr sind bei Tarnowitz die paläozoischen Schichten um rd. 400 m gegeneinander verschoben. Südlich des Sprunges treten im östlichen Oberschlesien das Produktive Karbon, weiter westlich der Kulm im Liegenden der Trias auf. Über Friedrichshütte hinaus nach Westen ist der Verlauf dieser großen Störung nicht genau bekannt. Bei etwa gleichbleibender Richtung dürfte sie die Ortschaften Pohlom, Langendorf, Gonschiorowitz, Grodisco, Radschau und Groschowitz berühren. Für diese Annahme spricht, daß die Tiefbohrungen „Oppeln" und „Leschna" (7 km SSOlich von Rosenberg gelegen), die sich beide nördlich dieser Linie befinden, rotliegende Schichten angetroffen haben, während die Bohrung „Kalinowitz", die etwa 7 km westlich von Groß-Strehlitz steht, also südlich der betreffenden Linie liegt, unter den Ablagerungen des Älteren Buntsandsteins sofort den Kulm erreichte. Während nun im mittleren Teil Oberschlesiens keine rotliegenden Schichten unter der Trias vorhanden sind, ist dies im südlichen Teil wieder der Fall, z. B. bei Lendzin, Kolonie Neu-Anhalt, am Chelmer Berg usw. Sie unterlagern dort nicht, wie weiter nördlich, die Tone, Sande und Sandsteine des Älteren Buntsandsteins, sondern unmittelbar die Kalke und Dolomite des Röts.

Im größten Teil des oberschlesischen Steinkohlenbeckens wird das Liegende der Trias vom Produktiven Karbon gebildet. Hierzu gehören hauptsächlich die Gebiete des oberschlesischen Industriebezirks bis zur Linie Kieferstädtl—Klein-Patschin. Westlich davon überdeckt die Trias die Schiefer und Grauwacken des Kulms (vgl. hierzu die geologischen Karten 1 : 25 000 von Tost, Blottnitz, Leschnitz und Gogolin bei Schieroth, Kottlischowitz, Leschnitz, Zyrowa und Krappitz).

Die Abgrenzung der triassischen Schichten gegen das Liegende ist dort am einfachsten, wo wie im südlichen Oberschlesien die kalkig-dolomitischen Schichten des Röts und die Sandsteine und Konglomerate des Rotliegenden unmittelbar übereinander lagern. Schwieriger gestaltet sich die Aufgabe, sobald noch der Ältere Buntsandstein entwickelt ist, der eine ähnliche petrographische Ausbildung wie das Rotliegende hat. Auch die Abgrenzung von älteren Buntsandstein- und rotgefärbten, stark zersetzten Karbonschichten ist namentlich in Bohrungen nicht immer leicht. Einige Beispiele sollen das näher erläutern.

In der Tiefbohrung Lassowitz (bei Tarnowitz) wurden unter den Röt-dolomiten folgende Schichten durchsunken:

94,2—103 m roter Ton mit Brocken von tonigem Rötkalk
—114 m dunkelroter Ton mit Zwischenlagen von weißem Sandstein
—130 m rötlicher Sandstein
—139 m roter, grobkörniger Sandstein.

Die Schichten von 139 m Tiefe ab gehören zum Rotliegenden, da grobkörnige Sandsteine von über 9 m Mächtigkeit im allgemeinen nicht im oberschlesischen Buntsandstein vorkommen, dagegen im Rotliegenden eine gewöhnliche Erscheinung sind.

Die Bohrung Friedrichshütte traf unter dem marinen Röt folgende Schichten an:

227,40—229,60 m grauer, graublauer und rötlicher Ton
—330,30 m hellgrauer und rötlicher, feinkörniger Sandstein
—248,32 m Sandstein mit Lagen von rotem Ton
—260,00 m rötlicher und weißer Sandstein
—263,80 m rötlicher, sandiger Ton
—264,00 m verbackener, scharfer, schwach kiesiger Sand
—264,20 m grauer Ton
—281,00 m dunkelroter, glimmerführender, mürber, toniger Sandstein
—304,00 m ziegelroter, sehr mürber Sandstein mit kalkigem Bindemittel.

Die bis 264,00 m Tiefe durchsunkenen Sandsteine bestehen fast ausschließlich aus Quarzkörnern mit einem wechselnden, z. T. kalkigem Bindemittel, stimmen also in allen Merkmalen mit den im oberschlesischen Buntsandstein vorkommenden Sandsteinbänken überein. Es ist deshalb kaum daran zu zweifeln, daß diese Sandsteine, die mit schwachen Lagen von rotem Ton wechsellagern (vgl. S. 738—741), zum Buntsandstein zu stellen sind. Sie unterscheiden sich deutlich von den tonigen Sandsteinen im Liegenden, die, sobald sie in größerer Mächtigkeit auftreten, für das Rotliegende charakteristisch sind. Die Grenze zwischen Buntsandstein und Rotliegendem ist daher unter der grauen Tonbank in 264,20 m Tiefe zu ziehen.

Im Holzschacht der Laurahüttegrube war von 40,55 m Tiefe ab folgendes Profil aufgeschlossen:

40,55—41,96 m roter Ton
—42,85 m mürber Sandstein
—45,10 m roter Ton
—49,18 m mürber Sandstein
—51,90 m roter Ton
ab 51,90 m Sandstein.

Die untere Grenze der Buntsandsteinformation liegt hier an der Basis der mürben (Quarz-) Sandsteine in 49,18 m Tiefe. Der unter ihnen anstehende rote Ton stellte sich bei näherer Untersuchung als geröteter, stark zersetzter Schieferton des Produktiven Karbons heraus.

A. Buntsandstein

1. Übersicht über die Literatur

Die erste auf sorgfältigen, paläontologischen Untersuchungen beruhende Gliederung des Buntsandsteins in Oberschlesien veröffentlichte H. Eck im Jahre 1865. In seiner Arbeit „Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien" faßte er als Röt jene hellen, mergeligen Dolomite auf, die durch das häufige Auftreten von *Myophoria costata* hinreichend gekennzeichnet sind. Ferner stellte er dazu noch die braunroten, sand-

streifigen Tone im Liegenden dieser Dolomite, während er die darunterlagernden, tonstreifigen, z. T. rot- und gelblichgefärbten, scharfen Quarzsande und mürben Sandsteine zum Unteren Buntsandstein rechnete. Die Kalke über den Dolomiten stellte er zum Muschelkalk, als dessen unterste Stufe er die seiner Meinung nach fossilfreien „Kavernösen Kalke" betrachtete. F. Roemer verwertete diese Auffassung bei der Herausgabe seiner „Geologie von Oberschlesien" sowie bei der von ihm im Maßstabe 1 : 100 000 bearbeiteten geologischen Karte von Oberschlesien.

Kosmann zog im Jahre 1883 bei der Beschreibung des Schichtenprofils, das beim Abteufen der Tiefbauschächte der Steinkohlengrube „Max" bei Michalkowitz (7 km östlich Beuthen) aufgeschlossen war, nur 22 m der gesamten Schichtenfolge zum Röt. Hinsichtlich der Abgrenzung des Röts gegen das Liegende folgte er den von Eck gegebenen Richtlinien.

E. Tietze kam 1888 bei der Bearbeitung der geologischen Verhältnisse der Umgegend von Krakau zu dem Ergebnis, daß alle Schichten, welche zwischen dem Karbon und den kalkig-dolomitischen Triasschichten liegen, dem Buntsandstein angehören. Er stützte sich hierbei auf die deutliche Diskordanz zwischen diesen Bildungen und dem darunterliegenden Karbon, sowie auf die konkordante Lagerung zum marinen Röt und Muschelkalk. Mit dieser Auffassung trat Tietze in Gegensatz zu F. Roemer, der die groben Konglomerate, Sandsteine und Porphyrtuffe von Trzebinia, sowie die dolomitischen Kalkeinlagerungen bei Karniowice, die Reste von Araukarien, *Neuropteris*-Arten und andere mehr auf rotliegende Schichten als auf Buntsandstein hindeutende Pflanzen geliefert hatten, für Perm hielt. Gerade den entgegengesetzten Standpunkt vertrat 1905 R. Michael, der alle Schichten zwischen dem Karbon und den Rötdolomiten für Rotliegendes erklärte. Die sogen. kavernösen Kalke, die Eck und Roemer noch zum Muschelkalk gezogen hatten, stellte er dagegen zum Röt, da es ihm gelang, *Myophoria costata* darin nachzuweisen. Ferner erkannte er, daß die kavernösen Kalke keinen durchgehenden Horizont bilden, sondern gelegentliche Verwitterungserscheinungen am Ausgehenden der Kalke und Dolomite sind.

J. Ahlburg lieferte im südlichen Oberschlesien den Beweis, daß dort im Liegenden der Rötdolomite fast ausschließlich Schichten des Rotliegenden auftreten. Den Röt gliederte er in Rötdolomite und kavernöse Kalke. Außerdem zog er diejenigen roten Tone noch zum Röt, die bei Lendzin und auch vereinzelt in Galizien unter den Dolomiten auftreten.

Im Jahre 1913 wurde von mir ein „Beitrag zur Gliederung des Oberen Buntsandsteins im östlichen Oberschlesien" veröffentlicht. Es wurden im Röt zwei Abteilungen unterschieden. Zur oberen Abteilung stellte ich die marinen Rötkalke und Rötdolomite, zur unteren Abteilung die roten Tone sowie die bunten Sande und mürben Sandsteine, die ich unter dem Namen „Neudecker Schichten" zusammenfaßte. Eine Angliederung der unteren Abteilung an den Röt erfolgte deshalb, weil bei Deutsch-Piekar u. a. a. O. eine Verzahnung zwischen roten Tonen und Rötdolomiten beobachtet worden war, und die petrographische Entwicklung der Neudecker Schichten vollkommen von der bekannten Ausbildungsweise des Mittleren und Unteren Buntsandsteins in Mittel- und Westdeutschland abwich.

Zur selben Zeit gliederte R. Michael in seiner „Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirks" den Röt in

mergelige Dolomite kavernöse Kalke, kristalline Kalke, sandige glimmerige Schiefer	ca. 55 m mächtig
rote Letten und Sande (ev. Perm)	ca. 10 m mächtig.

Auffallenderweise führte er hier wieder die kavernösen Kalke als stratigraphischen Begriff auf, obwohl er bereits früher selbst auf deren Horizontunbeständigkeit hingewiesen hatte. Die roten Tone und Sande im Liegenden der marinen Schichten, die er noch 1905 zum Rotliegenden gezogen hatte, stellte er — allerdings mit Fragezeichen — zum Röt. Dagegen faßte er die darunterfolgenden Sande und mürben Sandsteine nach wie vor als Rotliegendes auf. Gleichzeitig wies er auf die Schwierigkeit hin, eine scharfe Grenze zwischen den in dieser Weise abgegrenzten Schichten zu ziehen.

Bei der Beschreibung des geologischen Schichtenprofils der Tiefbohrung Oppeln im Jahre 1926 hob ich hervor, daß die von mir für den marinen Röt des östlichen Oberschlesiens gegebene Gliederung in Rötdolomite und Rötkalke auch für das westliche Oberschlesien gilt. Zum Unteren Röt als Äquivalent der Neudecker Schichten stellte ich eine Schichtenfolge von 54 m Mächtigkeit, die aus 38 m mächtigen, vorwiegend rotgefärbten Sandsteinen und einer 6 m starken Bank von rotem Tongestein besteht. Neuere Untersuchungen haben gezeigt, daß diese Auffassung nicht haltbar ist. Ferner ist von mir 1929 bei der Beschreibung der Schichtenfolge der Tiefbohrung „Leschna" darauf hingewiesen worden, daß dort der marine Röt auf Schichten lagert, die eine große Ähnlichkeit mit den Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins von Thüringen und Westdeutschlands haben und daher auch als Mittlerer Buntsandstein angesprochen werden müssen.

Für das Becken von Dabrowa in Alt-Polen stellte Rozycki im Jahre 1923 folgende Gliederung im Buntsandstein auf:

Schichten mit *Lingula*,
Schichten mit *Ceratites buchi [Beneckeia tenuis?]*,
Rötdolomit,
bläuliche und gelbliche Tone.

Die im Liegenden der bläulichen und gelblichen Tone auftretenden roten Letten zog Rozycki zum Rotliegenden.

I. Der Ältere Buntsandstein

Unterer und Mittlerer Buntsandstein können in Oberschlesien nicht voneinander getrennt werden, da weder petrographische noch paläontologische Anhaltspunkte dafür vorhanden sind. Alle Bildungen im Liegenden der marinen Rötschichten sind daher unter dem Namen „Älterer Buntsandstein" zusammengefaßt worden, wobei die Frage, ob überhaupt Untere Buntsandsteinschichten zur Ablagerung gelangten, offen bleibt.

Die Aufschlüsse im Älteren Buntsandstein

Die wichtigsten Aufschlüsse im Älteren Buntsandstein sind Tiefbohrungen. Sie sind sehr zahlreich, liegen in fast allen Teilen Oberschlesiens und geben in den meisten Fällen ein vollständiges Profil der gesamten Schichtenfolge. Aufschlüsse über Tage findet man in diesen Schichten nur selten, da die Tone,

Sande und Sandsteine heute nur noch in ganz wenigen Fällen technisch verwertet werden. Für die Festlegung der Stratigraphie des Älteren Buntsandsteins sind diese Aufschlüsse von untergeordneter Bedeutung, da sie niemals die ganze Schichtenfolge, sondern stets nur einen kleinen Teil davon zeigen.

1. Die Tiefbohrung „Leschna"

steht etwa 7 km südöstlich von Rosenberg und hat im Liegenden der marinen Rötschichten folgendes Schichtenprofil durchsunken:

791,70—792,00 m dunkelgrauer, feiner Sandstein
—793,00 m grauer, feingeschichteter, glimmerführender Sandstein
—794,00 m grauer, sehr feinkörniger, glimmerf., ton. Sandstein
—806,35 m grauer, mehr oder weniger feiner Sandstein mit schwachen Zwischenlagen von sandigem Schiefer
—806,50 m roter, sandiger Schiefer
—808,50 m grauer Sandstein mit einzelnen konglomeratischen Bänkchen
—809,95 m roter Sandstein
—811,50 m grauer Sandstein
—824,20 m heller und roter, mürber Sandstein mit schwach kalkigem Bindemittel, einzelne konglomeratische Lagen enthaltend
—912,00 m helle, fleischrote und rote Sandsteine, teilweise mit schwach kalkigem Bindemittel, einzelne Bänke Quarzkonglomerate und schwache Lagen von roten Tongesteinen enthaltend.

Die obersten 15 m dieser Schichtenfolge bestehen aus grauen, sehr feinkörnigen Sandsteinen. Von 806,35 m Tiefe ab wird das Korn dieser Sandsteine gröber, ihre Farbe z. T. rot. Die ersten schwachen konglomeratischen Einlagerungen treten ebenfalls erst etwa 15 m unter den marinen Rötschichten auf. Sie bestehen fast ausschließlich aus bis fingernagelgroßen, abgerollten Quarzen und haben ein kalkiges Bindemittel.

2. Die Tiefbohrung „Oppeln"

Zwischen Röt und Rotliegendem wurde in der Tiefbohrung „Oppeln" s. Z. folgendes Schichtenprofil aufgeschlossen:

510,85—515,50 m graugrünlich geflecktes, rotes Tongestein
—538,40 m grauvioletter, biotitreicher, mürber Sandstein, z. T. in Sande übergehend
—540,10 m rotvioletter Sand
—550,70 m hellroter, mürber Quarzsandstein
—554,20 m roter Sand
—554,90 m dunkelroter Sandstein.

Die jüngste Schicht des Älteren Buntsandsteins ist hier eine rd. 5 m mächtige Bank von rotem Tongestein. In der Bohrung „Leschna" fehlt sie. Dagegen ist sie, wie die weiter unten angeführten Bohrungen beweisen, zwischen Oppeln und Beuthen fast überall vorhanden. Ihre Mächtigkeit beträgt meist nicht mehr als 10 m. Nur ausnahmsweise ist sie einmal größer, so z. B. in der Bohrung Zyglin I (südlich von Groß-Zyglin) 18 m, in der Bohrung Georgenberg II (bei Georgenberg) 30 m. Die Sandsteine unter der roten Tonbank sind grauviolett- bis hellrotgefärbt. Graue Sandsteinbänke fehlen gänzlich, desgl. konglomeratische Schichten. Bemerkenswert ist, daß die Mächtigkeit

des Älteren Buntsandsteins hier nur etwa 44 m, in der Tiefbohrung „Leschna" dagegen 121 m beträgt.

3. Die Bohrung „Kalinowitz"

Ungefähr 25 km südöstlich von der Tiefbohrung „Oppeln" wurde in einer Wasserbohrung der Kolonie Kalinowitz (bei Wyssoka, wenig nördlich von Annaberg) folgendes Schichtenprofil im Älteren Buntsandstein ermittelt:

56—58 m graugrüner, schwach kalkiger Ton
—65 m ziegelroter und dunkelroter, sehr schwach kalkiger Ton mit einer festen Sandsteinbank von 20 cm Dicke
—92 m roter, fester Sandstein (nicht durchbohrt).

Hier ist über dem roten Ton noch eine 2 m mächtige graugrüne Tonbank vorhanden. Solche graugrün- oder blaugrüngefärbten Tone kommen auch an anderen Stellen vor. Sie wurden z. B. im Aufschlußbohrloch II des Steinkohlenbergwerks Jungfrau Metz unweit Vorwerk Wessolla bei Mikultschütz, in der Bohrung Julius IV bei Pilzendorf, im Fundbohrloch Günther in Brzezinka westlich Laband, im Bohrloch Standhaftigkeit südlich vom Gut Fortuna westlich von Gleiwitz, in den Tagesaufschlüssen bei Deutsch-Piekar usw. beobachtet. Ihre Mächtigkeit beträgt im Höchstfalle 3 m. Vermutlich handelt es sich in den meisten Fällen um lokal entfärbte rote Tongesteine, da die Tagesaufschlüsse bei Deutsch-Piekar zeigen, daß die Grenze zwischen roten und blaugrauen Tonen häufig nicht parallel, sondern schräg zu den Schichtflächen verläuft.

Die Sandsteine unter dem roten Ton sind wie in der Tiefbohrung „Oppeln" sämtlich rotgefärbt. Konglomerate wurden nicht beobachtet. Die Mächtigkeit der Schichten dürfte hier ungefähr die gleiche wie in der Tiefbohrung „Oppeln" sein.

4. Bohrung „Greboschowitz"

Ungefähr 11 km östlich von der Bohrung „Kalinowitz" wurde in einer Wasserbohrung in Greboschowitz folgendes Schichtenprofil im Älteren Buntsandstein durchsunken:

Hangendes „Röt"
38,00—40,50 m grünlich gefleckter, braunroter, kalkiger, fetter Ton
—46,50 m ziegelroter, feiner, stark toniger, kalkiger Sandstein
—52,50 m braunroter, feiner, schwach toniger, kalkiger Sandstein
—69,50 m rötlicher, feiner, stark toniger, kalkiger Sandstein
—71,00 m rötlicher, feiner, sehr mürber, schwach kalkiger Sandstein
—83,00 m rötlicher, mittelkörniger, etwas verbackener Sand (kalkfrei)
—85,00 m braungelber, feinkörniger, toniger, kalkiger, verbackener Sand
ab 85,00 m blaßrosagefärbtes, sandiges, kalkiges Tongestein (Kulm?).

Die hangenden roten Tone sind in dieser Bohrung nur 2½ m mächtig. Die darunterfolgenden 30 m mächtigen Sandsteine sind fast sämtlich feinkörnig, teilweise stark tonig und mit Ausnahme derjenigen zwischen 83 und 85 m Tiefe rot- oder rötlichgefärbt. Die an der Basis der Schichtenfolge liegenden blaßroten Tone sind vielleicht nur stark verwitterte Tonschiefer des Kulms. Jedenfalls ist die Kulmformation dicht darunter zu erwarten. Die Mächtigkeit des Älteren Buntsandstein dürfte also hier etwa 47 m betragen. Sie ist also ebenso groß wie in den Bohrungen „Oppeln" und „Kalinowitz".

Bohr- und Schachtaufschlüsse im östlichen Oberschlesien[1])

5. Profil des Wetterschachtes der Preußengrube in Miechowitz:

191,00—192,50 m braunroter und bläulicher, fetter, ungeschichteter Ton
—208,00 m gelblicher, geschichteter, feiner Sand und mürber Sandstein mit schwachen braunroten Tonlagen.

6. Profil des Schachtes der Neuen Beuthengrube bei Städtisch-Dombrowa (Beuthen):

109,00—114,00 m dunkelroter, z. T. blaugraugefleckter, ungeschichteter Ton; bei 112 m Tiefe eine Sandsteinbank von 80 cm Dicke
—127,00 m gelbliche und fleischrote Sande und mürbe Sandsteine
—127,50 m konglomeratische Sandsteinbank.

7. Bohrung Klein-Althammer (Kr. Kosel), nordwestlich von Jakobswalde:

360,00—370,00 m roter Ton mit Bänkchen von rotem Sandstein
—376,50 m rötlicher Sand.

8. Schürfbohrloch bei Mikultschütz, 1 km westlich von Vorwerk Wessolla:

206,00—208,50 m grauer Ton
—209,25 m roter Ton
—215,00 m rötlicher, mürber Sandstein
—229,00 m gelblicher und grauer Sand.

9. Profil des Toppolczan-Schachtes der Castellengogrube bei Borsigwerk:

112,50—113,05 m roter Ton
—114,85 m roter Ton mit schwachen Sandsteinbänkchen
—115,10 m gelblicher, rotgebänderter Sandstein
—115,50 m weißer Quarzsand
—117,40 m rotes, festes Tongestein
—119,50 m weißer Quarzsand
—121,00 m roter und grauer Ton
—124,00 m grauer Sand (stark wasserführend).

10. Bohrung im Felde des Steinkohlenbergwerks Borsig bei Borsigwerk:

30,32—31,13 m roter Ton
—31,65 m graugelblicher und grauer, verbackener Kies
—34,22 m roter Ton
—37,65 m graugelblicher, verbackener Sand

11. Profil des Förderschachtes des Steinkohlenbergwerks „Ludwigsglück" bei Hindenburg:

56,56—62,26 m roter Ton
—63,93 m gelblicher und weißer Sand
—71,51 m mürber Sandstein.

12. Bohrung William Suermondt II, westlich von Alt-Gleiwitz:

182,60—192,60 m roter Ton mit schwachen Sandsteinbänkchen
—201,90 m grauer Sand mit roten und grauen Ton- und Sandsteinbänkchen
—203,30 m roter, mürber Sandstein.

13. Bohrung Victor Zuckerkandl IV, südwestlich von Laband:

217,00—224,90 m roter und graublauer Ton
—227,30 m rötlicher, mürber Sandstein mit dünnen Lagen von rotem Ton
—233,00 m grauer Sand
—234,80 m roter Sandstein
—240,20 m grauer und rötlicher, größtenteils mürber, z. T. etwas konglomeratischer Sandstein mit schwachen Lagen von rotem Ton.

[1]) Diese Bohr- und Schachtaufschlüsse geben sämtlich vollständige Profile des Älteren Buntsandsteins wieder. Das Hangende bildet in allen Fällen der Röt, das Liegende entweder das Rotliegende, das Produktive Karbon oder der Kulm.

14. Profil des Hugoschachts der Radzionkangrube, nördlich von Beuthen:

61,30—62,80 m blaugrüner Ton
—65,80 m roter Ton
—75,00 m weißer, mürber Sandstein
—77,10 m heller Sand.

15. Profil des Nordschachtes der Heinitzgrube in Beuthen-Roßberg:

189,50—190,27 m graugrüner Ton
—190,67 m roter Ton
—191,17 m mürbes Quarzkonglomerat
—191,87 m roter Ton
—193,44 m Sand, stark wasserführend
—197,06 m roter und graugrüner Ton mit Einlagerungen von konglomeratischen Sandsteinbänkchen
—200,46 m rotes, festes, sandiges Tongestein
—201,76 m rötlicher Sandstein
—204,96 m grauer, feinkörniger Sand
—208,60 m grauer, mürber Sandstein (Karbon?).

16. Profil des Gemander-Schachtes der Hohenzollerngrube bei Beuthen:

65,35—66,05 m roter Ton
—67,70 m hellgrauer, mürber Sandstein
—78,70 m braunroter und blauer Ton
—86,70 m grauer, mürber Sandstein mit schwachen Lagen von rotem Ton
—90,70 m roter, grobkörniger Sandstein.

17. Bohrung Gräfin Laura IV bei Südlagiewnik, südlich von Beuthen:

45,30—47,50 m roter Ton
—52,50 m graugelber, verbackener Sand
—54,50 m Kies, aus bis fingernagelgroßen, abgerollten Quarzen bestehend
—56,50 m Sandstein (Angabe über Farbe fehlt).

18. Wetterbohrloch der Maxgrube im Steinbruch zu Michalkowitz, unweit Laurahütte:

50,00—50,43 m roter Ton
—50,85 m grauer, fester, dolomitischer Tonmergel
—51,50 m graugelber, festverbackener, grobkörniger Sand
—52,05 m grauer, fester, dolomitischer Tonmergel
—52,50 m grauer, sandiger Ton
—56,35 m roter Ton
—56,65 m gelber Sand
—57,60 m gelblicher, grobkörniger Sand
—60,90 m gelber, festverbackener Sand.

19. Bohrung Zyglin I im Jagen 27 des Forstreviers Neudeck, südöstlich von Georgenberg:

86,13—104,42 m roter Ton
—105,50 m rötliche und gelbliche Sande
—118,00 m roter, sehr mürber Sandstein
—124,00 m weißer, sehr mürber Sandstein
—128,40 m weißer Quarzsand
—131,20 m Kies
—132,00 m weißer, sehr mürber Sandstein.

20. Bohrung Zyglin II im Jagen 24 des Forstreviers Neudeck, östlich von Groß-Zyglin:

55,40—68,00 m roter Ton
—81,00 m roter Sand
—82,00 m weißer, fester Sandstein
—89,25 m weißer, mürber Sandstein.

Aufschlüsse über Tage

Ziegelei bei Südlagiewnik:

Unter grauem, festem Dolomit des Röts

0,70 m blauer Ton, nach unten zu allmählich die Schichtung verlierend und fetter werdend (evtl. z. Teil noch Röt)
ca. 5 m roter Ton mit nach dem Liegenden zu häufiger werdenden, linsenförmigen Einlagerungen verschieden gefärbter Sande
darunter gelbbrauner Sand und Kies.

Ziegelei bei Lipine:

2,00 m gelber, mergeliger Dolomit (Röt)
0,50 m roter Ton
1,00 m grauer, fester, kalkiger Sandstein
3,00 m roter Ton mit nach unten zu häufiger werdenden, verschieden gefärbten Sand- und Kieseinlagerungen
darunter gelber Sand und Kies.

Kalvarienberg bei Deutsch-Piekar:

östlicher Aufschluß

0,50 m gelber, mergeliger Dolomit (Röt)
2,20 m roter Ton mit Brocken von kavernösem Kalkstein
0,10 m gelber, fester Dolomit
0,80 m roter Ton mit Einlagerungen von graublauem Ton und Sand
0,50 m graugelber, nach unten zu hellerwerdender Sand

westlicher Aufschluß

1,50 m gelber, mergeliger Dolomit (Röt)
0,10 m gelbgrüner Ton
2,00 m roter Ton, seitlich in blauen übergehend.

Beschreibung der Schichten des Älteren Buntsandsteins

Die angeführten Beispiele zeigen, daß der Ältere Buntsandstein aus braun- oder ziegelroten, z. T. auch aus blaugrünen, gelblichen und grauen Tonen, scharfen, meist verbackenen, weißen, gelblichen oder grauen Quarzsanden, mehr oder weniger groben Kiesen und gelblichen, weißen oder rötlichen Quarzsandsteinen von meist lockerem Gefüge besteht.

Die Tone sind meist ungeschichtet. Nur bei sandigen oder stark glimmerführenden Tonen ist eine Schichtung erkennbar. Die meisten Tone sind kalkhaltig. Vollkommen kalkfreie Tone sind selten. Chemisch bestehen die Tone fast ausschließlich aus Kieselsäure, Tonerde und Eisenoxyd. Daneben kann auch der Kalkgehalt gelegentlich recht hoch sein.

Chemische Analysen[2]) von 3 roten Tonen aus der Gegend südlich von Beuthen:

	I	II	III
Fe_2O_3	8,00	11,48	4,63
Mn_3O_4	0,13	0 40	0,23
Al_2O_3	20,62	26,53	9,21
Zn O	—	0,15	—
Ca O	1,66	0,97	25,40
Mg O	1,60	1,24	0,46
$Si O_2$	62,28	49,78	37,48
P_2O_5	0,009	0,022	0,005
$C O_2$	—	—	19,34
H_2O	5,66	9,39	3,19
	99,959 %	99,952 %	99,945 %

[2]) Die Analysen wurden s. Z. von Herrn Bergrat Loebner zur Verfügung gestellt.

Die Sande bestehen fast ausschließlich aus Quarzkörnern, untergeordnet kommen auch Glimmerschüppchen darin vor. Die feinen Sande sind meist scharf, während die groberen fast immer aus stark abgerolltem Material bestehen. Fast alle Sande sind sehr fest gelagert und z. T. lose verkittet (verbacken). Ihre Farbe ist grau, graugelb, rötlich oder fleischfarben. Stellenweise trifft man auch reinweiße Sande an. Letztere gibt es hauptsächlich zwischen Beuthen und Gleiwitz, aber auch im westlichen Oberschlesien, z. B. bei Zyrowa. Die gröberen Sande sind meist ungeschichtet, dagegen lassen die feinen fast immer eine deutliche Kreuzschichtung erkennen. Die Kiese setzen sich aus bis fingernagelgroßen, stark abgerollten, vorwiegend graugelblichen und dunkelgrauen Quarzen zusammen und sind meist etwas verbacken. Wurden die Sande und Kiese durch ein Bindemittel, das entweder tonig oder kalkig sein kann, verkittet, so erscheinen sie als Sandstein- und Konglomeratbänke in der Schichtenfolge. Es ist auffallend, daß in allen den Gebieten, wo der Ältere Buntsandstein eine geringe Mächtigkeit hat, wie z. B. im oberschlesischen Industriebezirk, feste Sandsteinbänke und Konglomerate in der Schichtenfolge stark zurücktreten, während sie in der Gegend nördlich von Tarnowitz und im westlichen Oberschlesien, wo seine Mächtigkeit erheblich größer ist, bei weitem überwiegen.

Gelegentlich zeigt eine Sandsteinbank auch einmal eine kugelig-oolithische Struktur. Das Bindemittel besteht in diesem Fall aus Kalkspat. Eine solche Sandsteinbank von ca. 10 cm Dicke wurde z. B. bei Kottlischowitz (unweit Tost) ungefähr an der Basis der roten Tone beobachtet.

Analyse eines kalkigen Sandsteins von Lipine[3]):

Fe_2O_3	0,85
Mn_3O_4	0,12
Al_2O_3	3,93
CaO	15,87
MgO	0,24
SiO_2	65,60
P_2O_5	0,003
CO_2	12,12
H_2O	1,21
	99,943 %

Wie im westlichen Oberschlesien, so kann man auch im östlichen Teil eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Verteilung von Tonen und klastischen Sedimenten feststellen, obgleich sie im Osten nicht so deutlich wie im Westen hervortritt. In den oberen Lagen des Älteren Buntsandsteins überwiegen nämlich fast überall die Tone, während in den unteren die Sande und Sandsteine vorherrschen. Im östlichen Oberschlesien gibt es aber auch in den mittleren, ja sogar in den unteren Partien der Schichtenfolge noch schwache Tonbänkchen. Kiese und lockere Konglomerate kommen im allgemeinen nur in den tieferen Lagen des Älteren Buntsandsteins vor. Nur beim Abteufen des Nordschachtes der Heinitzgrube in Beuthen-Roßberg traf man bereits 2 m unter dem Rötdolomit, also unmittelbar im Liegenden der roten Tone, ein Quarzkonglomerat von 50 cm Dicke an.

Gelegentlich besteht der gesamte Ältere Buntsandstein aus rotgefärbten Tonen. So wurden z. B. in einer Bohrung in Jasiowa-Gora, 800 m südlich vom

[3]) Zur Verfügung gestellt von Bergrat LOEBNER.

Bahnhof Georgenberg, zwischen 143 und 202 m Tiefe 59 m sandige rote Tone durchsunken, unter denen dann unmittelbar die Schichten des Rotliegenden folgten. Auch in der Bohrung „Mikultschütz", westlich Mikultschütz, im Fundbohrloch des Steinkohlenbergwerks „Borsig", nördlich von Biskupitz, in der nur wenige hundert Meter davon entfernten Bohrung „Maria Anna", im Luiseschacht des Steinkohlenbergwerks Hedwigswunsch in Bobrek usw. wurden im Älteren Buntsandstein nur Tone angetroffen.

Während aber in der Gegend zwischen Beuthen und Gleiwitz und in Jasiowa Gora nur eine örtliche Vertretung der klastischen Sedimente durch Tone vorkommt, ist der Ältere Buntsandstein im südöstlichsten Oberschlesien (südlich von Kattowitz), soweit er dort überhaupt da ist (z. B. bei Lendzin), in rein toniger Fazies entwickelt. Die Sande und Sandsteine, welche dort die roten Tone unterlagern, gehören, wie Ahlburg bereits nachgewiesen hat, zum Rotliegenden. Auch in der Gegend von Nicolai gibt es zwischen dem Röt und dem produktiven Karbon nur tonige Schichten im Älteren Buntsandstein.

Die Mächtigkeit des Älteren Buntsandsteins schwankt im östlichen Oberschlesien zwischen 3 und 44 m. In der Gegend von Beuthen beträgt sie etwa 12 m. Von hier aus nimmt sie nach Westen und Norden hin zu, nach Süden hin dagegen ab. Im einzelnen ist die Mächtigkeit dieser Schichten an den verschiedenen Stellen aus der Zusammenstellung der wichtigsten Bohr- und Schachtaufschlüsse zu ersehen.

Zusammenfassend läßt sich über die Entwicklung des Älteren Buntsandsteins in Oberschlesien folgendes sagen:

Im nördlichen Oberschlesien besteht der Ältere Buntsandstein aus einer rd. 120 m mächtigen Schichtenfolge von hauptsächlich fein- bis mittelkörnigen, meist rötlichgefärbten Quarzsandsteinen. Bänkchen von Tonen und Tongesteinen kommen vereinzelt, aber unregelmäßig verteilt, in der Schichtenfolge vor. Konglomeratische Lagen sind fast ausschließlich auf die tieferen Partien beschränkt. Organische Einschlüsse wurden nicht beobachtet.

Etwa südlich der Linie Oppeln—Georgenberg kann man im Älteren Buntsandstein folgende 2 Abteilungen unterscheiden:

a) rote, blaue und graue Tone, gelegentlich mit Einlagerungen von Sanden, Sandsteinen und vereinzelt auch Konglomeraten;
b) Sandsteine, Sande, Kiese, lockere Konglomerate, gelegentlich mit einzelnen schwachen Bänkchen von rotem und grauem Ton.

Im westlichen Oberschlesien kommen in der unteren Abteilung fast ausschließlich feste rote Sandsteine vor, während weiter südöstlich Sande und lockere Sandsteine vorherrschen. Der Wechsel vollzieht sich etwa in der Gegend von Groß-Strehlitz. Im südlichen Oberschlesien besteht der Ältere Buntsandstein fast ausschließlich aus tonigen Ablagerungen.

Die Mächtigkeit des Älteren Buntsandsteins ist am größten im nördlichen Oberschlesien (rd. 120 m bei Rosenberg in der Bohrung „Leschna"), am kleinsten im südlichen Oberschlesien (3—5 m). Sie nimmt ganz allgemein in der Richtung von Norden nach Süden und auch von W nach O hin ab.

Die Verbreitung des Älteren Buntsandsteins

Der Ältere Buntsandstein ist in Oberschlesien im Verbreitungsgebiet der jüngeren Triasschichten fast überall vorhanden. Seine nach Osten hin ab-

nehmende Mächtigkeit läßt darauf schließen, daß das Ausgehende nicht allzuweit jenseits der alten Landesgrenze vermutet werden darf. Im Süden scheint seine ursprüngliche Verbreitung nur wenig über die Linie Czuchow—Nicolai—Krassow hinausgegangen zu sein, da südlich davon der Rötdolomit fast überall unmittelbar das Rotliegende überlagert. Nur am Clemensberg bei Lendzin treten im Liegenden des Röts noch einmal rote Tone auf, die zum Älteren Buntsandstein gehören. Auch in Galizien bei Karniowice und Filipowice lagert der Rötdolomit auf Rotliegendem. Im westlichen Oberschlesien kann man die Lage der ehemaligen südlichen Ablagerungsgrenze des Älteren Buntsandsteins ebenfalls nur ungefähr angeben. Dort sind diese Schichten z. B. bei Leschnitz und Annaberg noch über 30 m mächtig, was darauf schließen läßt, daß die ursprüngliche Ablagerungsgrenze noch ein gutes Stück südlich der heutigen Erosionsgrenze gelegen haben muß. Sicherlich wurde die Sedimentationsgrenze des Älteren Buntsandsteins wie der gesamten triassischen Schichten in Oberschlesien durch den altsudetischen Gebirgsrand bestimmt, der noch nördlich vor dem heutigen Gebirgsrand gelegen hat. Zwischen Breslau und dem Waldenburger Gebirge läuft er nach O. Tietze in etwa 40—45 km Entfernung der Sudetenkette parallel. Vor dem Altvatergebirge verringert sich diese Entfernung vermutlich etwas, so daß man annehmen kann, der alte Gebirgsrand habe ungefähr in der Nähe der Städte Oberglogau und Zülz gelegen. Jedenfalls dürfte die ehemalige Verbreitung des Älteren Buntsandsteins kaum über die Linie Zülz—Oberglogau—Rybnik nach Süden hinausgegangen sein.

Über Tage steht der Ältere Buntsandstein im östlichen Oberschlesien auf dem Nord- und Südflügel der Beuthener Mulde an, wo er zwischen dem Rötdolomit und dem Produktiven Karbon ausstreicht. Auf dem Südflügel der Mulde tritt er in einem mehr oder weniger breiten Streifen auf, der sich von Bittkow aus über Chorzow, Südlagiewnik nach Chropaczow hinzieht. Auf dem Nordflügel der Mulde trifft man diese Schichten bei Deutsch-Piekar an, von wo aus sie sich bis nach Neudeck hin verfolgen lassen. Weiter westlich findet man sie am Südhang der Höhenzüge von Schieroth, Kottlischowitz, Sarnau und Groß-Pluschnitz. Dann treten sie erst wieder am Fuße des Annaberger Hochlands an die Erdoberfläche, wo sie bei Zyrowa, Oleschka, Jeschona, Colonie Strebinow und Oberwitz eine breite Zone im Gelände einnehmen.

Bildungsweise der Schichten des Älteren Buntsandsteins

Aus der geologischen Verbreitung des Älteren Buntsandsteins in Oberschlesien geht hervor, daß er in einem flachen Becken abgelagert wurde, dessen südlicher und östlicher Rand teils in Oberschlesien selbst, teils nicht allzu weit von der deutsch-polnischen Grenze in Alt-Polen gelegen hat. Die Quarzkörner der Sande und Sandsteine sind zum größten Teil scharfkörnig oder lassen nur eine schwache Abrollung erkennen. Nur das grobe Material ist vollkommen gerundet. Die meisten Sedimente können infolgedessen keinen langen Transport durchgemacht haben. Auch ist es durchaus unwahrscheinlich, daß die Sandkörner etwa in einer Meeresbrandungszone längere Zeit hindurch bewegt worden sind. Selbst in diesem Falle müßten sie eine wesentlich stärkere Abrollung aufzuweisen haben, als das tatsächlich der Fall ist. Sehr wahrscheinlich ist das sandig-kiesige Material nur durch starke Regengüsse von dem in der Nähe gelegenen Gebirge heruntergespült und über weite Flächen in der

Ebene ausgebreitet worden. Die starke Abrundung der konglomeratischen und kiesigen Elemente dürfte indessen kaum auf diesem Transport geschehen sein. Man wird vielmehr annehmen müssen, daß die abgerollten Quarze in der gleichen Beschaffenheit schon in jenen Sedimenten enthalten waren, die während der Bildung der älteren Buntsandsteinschichten der Abtragung anheimfielen. Neben den sandigen Schichten wurden an geeigneten Stellen auch Tone abgesetzt. Lagen diese Tone längere Zeit hindurch trocken, so war die Bedingung für die Bildung von Tongallen gegeben, die sich nicht selten in den Sandsteinbänken vorfinden. Manche Sande und lockere Sandsteine, die eine sehr gleichmäßige Korngröße und eine deutliche Kreuzschichtung zeigen, sind wohl als Flugsandbildungen zu deuten. Dafür spricht u. a. ihre einerseits rein örtliche, aber andererseits petrographisch gleichartige Entwicklung, die bei Gleiwitz durchaus dieselbe ist wie bei Zyrowa am Annaberg.

Die ungeschichteten, zumeist rotgefärbten Tone, die im mittleren und südlichen Teil Oberschlesiens die jüngsten Schichten des Älteren Buntsandsteins sind, dürften vermutlich nicht als Absatz aus dem Wasser, sondern ebenfalls als äolische Bildung zu deuten sein. Ihr vollkommener Mangel an Schichtung, ihre weite Verbreitung und stark wechselnde Mächtigkeit lassen wohl kaum eine andere Erklärung über ihre Entstehung zu.

Auffallend ist, daß im Älteren Buntsandstein organische Reste fehlen, obgleich die Möglichkeit für deren Erhaltung, vor allem in den tonigen Schichten, gegeben war. Da ferner auch keine Fuß- oder Kriechspuren von Tieren in den Schichten vorkommen, ist es nicht unwahrscheinlich, daß das Gebiet des Älteren Buntsandsteins damals wegen seiner Unwirtlichkeit entweder gar nicht oder nur sehr schwach von Tieren besiedelt war.

Die in der Schichtenfolge vorherrschende rote Farbe ist zweifellos auf eine lateritische Verwitterung derjenigen Schichten zurückzuführen, die als Muttergestein für den Älteren Buntsandstein in Frage kommen. Das sind in Oberschlesien hauptsächlich die Ablagerungen des Kulms, des Produktiven Karbons und des Rotliegenden.

Schon zur Zeit des Rotliegenden müssen in Oberschlesien ganz ähnliche klimatische Verhältnisse geherrscht haben wie zur Zeit des Älteren Buntsandsteins, da sich die Sedimente beider Formationen in vieler Beziehung gleichen und deshalb schon häufig miteinander verwechselt worden sind. Die Abtragungs- und Sedimentationsperiode des Rotliegenden erreichte mit der Einebnung der altsudetischen und altkarpathischen Gebirge ihr Ende und ruhte zur Zeit des Zechsteins, in der keine Veränderungen auf der oberschlesischen Landoberfläche festzustellen sind. Erst, als die oberschlesische Scholle eine Kippbewegung nach Norden zu machen begann, lebte sie wieder auf. Damit wurde gleichzeitig die Periode des Älteren Buntsandsteins eingeleitet, in der zunächst die Abtragung und Ablagerung unter ganz ähnlichen Verhältnissen wie im Rotliegenden wieder aufgenommen wurde.

Aus den bisher gemachten Ausführungen kann also folgendes geschlossen werden:

Die Schichten des Älteren Buntsandsteins sind in einem abflußlosen Trockengebiet, also in einer Wüste, abgelagert worden. Die Sande und Sandsteine sind hauptsächlich Flußablagerungen. Ein kleiner Teil ist wohl vom Winde aufgeweht worden. Die Tone sind z. T. als Beckentone, z. T. als äolische Bildungen aufzufassen.

Zur Frage der stratigraphischen Stellung des Älteren Buntsandsteins

Die stratigraphische Stellung des Älteren Buntsandsteins war, wie aus der Literatur hervorgeht, früher sehr stark umstritten. Das mag nicht nur an der vom Normalprofil des Buntsandsteins der germanischen Trias abweichenden Entwicklung, sondern vor allem auch an der Schichtenlücke im Liegenden und an der gleichartigen Ausbildung der zum Teil darunterliegenden Schichten des Perms gelegen haben. Erst als es gelang, die Selbständigkeit des Älteren Buntsandsteins gegenüber dem Rotliegenden nachzuweisen, war ein wesentlicher Schritt vorwärts in der Klärung dieser Frage getan. Die Schichten des Älteren Buntsandsteins liegen diskordant (allerdings ohne sichtbare Winkeldiskordanz) zum Rotliegenden, aber konkordant zu den jüngeren Triasablagerungen. Ob nun der Ältere Buntsandstein Oberschlesiens dem Unteren und Mittleren Buntsandstein des germanischen Zentralbeckens ganz oder nur teilweise entspricht, kann auf Grund seiner petrographischen Entwicklung nicht entschieden werden. Wir haben in Oberschlesien nur die äußersten Randablagerungen des großen Beckens vor uns, das sich s. Z. hauptsächlich über Mittel- und Süddeutschland hin erstreckte, und eine stratigraphische Einordnung solcher Randablagerungen stößt je bekanntlich in den meisten Fällen auf gewisse Schwierigkeiten. Infolgedessen ist, wie schon eingangs dargelegt wurde, auf eine weitere Erörterung dieser Fragen überhaupt verzichtet und die gesamte Schichtenfolge unter dem Namen „Älterer Buntsandstein" zusammengefaßt worden.

Die obere Grenze des Älteren Buntsandsteins wird durch marine Dolomite und Kalke bestimmt, die auf Grund ihrer Fauna zum Röt gehören. Früher hatte ich einen Teil der heute als Älteren Buntsandstein bezeichneten Schichten noch zum Röt gestellt, da im östlichen Oberschlesien, z. B. bei Deutsch-Piekar und Kottlischowitz, an der Grenze zwischen marinen und nichtmarinen Schichten eine Verzahnung besteht, und rote Tone, die im östlichen Oberschlesien eine große Rolle in der Schichtenfolge spielen, in Thüringen und Süddeutschland typisch für den Röt sind. Heute möchte ich auf diese Argumente keinen entscheidenden Wert mehr legen. In den roten Tonen Thüringens und Württembergs kommen nämlich *Myophoria costata* und in einzelnen, den Tonen eingelagerten Kalksteinbänken auch echte marine Fossilien, wie z. B. *Beneckeia tenuis*, vor. Jene roten Tone sind also mindestens brackischen, wenn nicht marinen Ursprungs. In Oberschlesien sind aber die roten Tone zweifellos eine Festlandsbildung, gehören demnach faziell keinesfalls zu den darüberlagernden marinen Dolomiten und Kalken, in denen ebenfalls wie in Thüringen und Württemberg u. a. *Myophoria costata* und *Beneckeia tenuis* auftreten, sondern vielmehr zu Sanden und Sandsteinen im Liegenden.

Aus paläontologischen und faziellen Gründen muß daher in Oberschlesien die Grenze zwischen Röt und Älterem Buntsandstein an die Basis der marinen Schichten gelegt werden.

II. Der Jüngere Buntsandstein oder Röt (Schichten mit Myophoria costata)

Da die zur Zeit des Älteren Buntsandsteins begonnene Kippbewegung der oberschlesischen Scholle weiterhin anhielt, wurden schließlich die Bedingungen für den Einbruch des Rötmeeres nach Oberschlesien geschaffen. Das Vordringen geschah ganz allmählich, und die Dolomit- und Kalksteinbänkchen in

den obersten Lagen der roten Tone von Deutsch-Piekar usw. weisen darauf hin, daß ein mehrmaliges Vorrücken und Zurückweichen des Meeres vor der endgültigen Überflutung des Landes stattgefunden hat. Im nördlichen und westlichen Oberschlesien sind an der Basis des marinen Röts nirgends typische Transgressionsbildungen angetroffen worden. Fast überall bestehen die ältesten Rötschichten nur aus grauen, meist dünngeschichteten, stark tonigen, dolomitischen Mergeln und mergeligen Dolomiten, niemals jedoch aus konglomeratischen Schichten. Nur im südlichen Oberschlesien beobachtete Ahlburg, daß am Clemensberg bei Lendzin in den tiefsten Röt-Schichten zahlreiche größere Kieselgerölle aus dem Rotliegenden eingebettet sind.

Die größte Mächtigkeit des Röts wurde in der Tiefbohrung „Oppeln" mit 94 m festgestellt. Nicht viel geringer ist sie in der Gegend von Rosenberg, wo in der Tiefbohrung „Leschna" 82,40 m Rötschichten durchsunken worden sind. Südlich davon nimmt sie langsam ab. Sie beträgt bei Friedrichshütte 73,50 m, bei Tarnowitz und Groß-Strehlitz 70 m, bei Poremba am Annaberg 65 m und in der Beuthener Mulde 50—55 m. Die geringste Mächtigkeit des Röts trifft man im südöstlichsten Oberschlesien an, wo sie Ahlburg auf ca. 12—15 m angibt.

Gliederung des Röts:

Rötkalk (*Lingula*-Schichten)	Gelegentlich zu kavernösen Kalken verwittert
Rötdolomit (Zone der *Beneckeia tenuis*)	

Die von mir s. Z. für den östlichen Teil Oberschlesiens aufgestellte Gliederung der marinen Rötschichten hat für ganz Oberschlesien Geltung. Geringe Unterschiede in der Ausbildung dieser Ablagerungen sind zwischen den östlichen und westlichen Gebieten wohl vorhanden, spielen aber für die Gliederung selbst keine Rolle.

a) Der Rötdolomit

(Zone der *Beneckeia tenuis*)

Beschreibung der Schichten des Rötdolomits

Die Hauptmasse des Röts bilden blaugraue, hellgraue und gelblichgraue, geschichtete oder bankige, tonige Dolomite und dolomitische Kalke, denen Bänke aus reinem, grobkristallinem Kalk zwischengelagert sind. Einige Kalkstein- und Dolomitbänke zeigen eine oolithische Struktur. Auch bis 2 m mächtige, konglomeratisch entwickelte Bänke kommen in dieser Schichtenfolge vor. Bei ihnen ist gewöhnlich die Grundmasse kalkig, während die Einschlüsse aus Dolomit bestehen. In den unteren Lagen treten häufig auch Bänke von dunkelgrauem, geschichtetem Tongestein auf, das meist auf den Schichtflächen zahlreiche feine Glimmerblättchen erkennen läßt.

Die chemische Zusammensetzung der dolomitischen Schichten (Dolomite und dolomitische Kalke) ist ziemlich ungleichmäßig. Sie enthalten 24,6—42 % (durchschnittlich 31—33 %) CaO, 3,5—20 % (durchschnittlich 15—16 %) MgO, 0,2—16,4 % (durchschnittlich 7—8 %) Al_2O_3 und 2,1—20 % (durchschnittlich 3—5 %) SiO_2.

Aber nicht nur die chemische und petrographische Zusammensetzung der Dolomite, auch die örtliche Beschaffenheit der einzelnen Bänke ist einem starken

Wechsel unterworfen. Daher gibt es im Rötdolomit auch keine vollkommen übereinstimmenden Schichtenprofile. Nur ganz allgemein kann man sagen, daß die tiefsten Lagen des Rötdolomits fast stets aus sehr tonreichen, dolomitischen Schichten bestehen. Dagegen läßt sich über die petrographische Beschaffenheit der jüngeren Schichten der Stufe keine allgemein gültige Regel aufstellen.

Die regionale Verschiedenheit in der Schichtenfolge der Rötdolomite erkennt man am besten, wenn man Rötprofile aus der Gegend von Beuthen und Tarnowitz mit solchen von der Chelmhochfläche vergleicht. Während im östlichen Oberschlesien der Rötdolomit fast ausschließlich aus dolomitischen Schichten aufgebaut ist, überwiegen weiter westlich, z. B. bei Schieroth, Giegowitz, Kottlischowitz, Sarnau und bei Poremba am Annaberg darin Kalksteinbänke, die nur noch zum Teil einen etwas höheren Magnesiagehalt aufweisen. Lediglich die untersten 15 Meter enthalten dort noch reindolomitische Sedimente. Auch in der Bohrung „Leschna" bei Rosenberg wurden im Rötdolomit mächtige Kalksteinpartien angetroffen. Kalke und Dolomite sind dort in folgender Weise verteilt:

718,50—724,70 m Wechsellagerung von Dolomit und dolomitischem Kalkstein
—743,00 m Kalkstein mit einigen wenigen Bänken von dolomitischem Kalkstein und Dolomit
—769,10 m Wechsellagerung von Kalkstein, dolomitischem Kalkstein und Dolomit
—791,10 m Dolomit und dolomitischer Tonmergel.

Dagegen wurden in der Tiefbohrung „Oppeln" fast ausschließlich dolomitische Schichten im Rötdolomit durchsunken.

Aus dem südlichen Oberschlesien beschreibt Ahlburg einen Aufschluß vom Nordabhang des Chelmer Berges, wo die obersten 4 m des Rötdolomits aus einer Wechsellagerung von mergeligem bzw. oolithischem Dolomit, dolomitischem und reinem Kalkstein bestehen, während die 10—12 m mächtige, tiefere Partie der Stufe nur Dolomite enthält. Am Bergabhang kann man dort ferner feststellen, daß die ältesten Schichten des Rötdolomits dünnbankige und dünngeschichtete, glimmerreiche Dolomite sind, über die sich hellgelbe, dichte, mergelige Dolomite in Bänken von 10—15 cm Mächtigkeit legen. Diese Dolomitbänke werden durch dünne Zwischenlagen von grünlichen, glimmerreichen Mergelschichten, die bisweilen in gelbgrüne fette Tone übergehen, voneinander getrennt. Dann folgen dünnbankige, fossilreiche Dolomite und schließlich die bereits oben erwähnte Wechselschichtung von Dolomiten und Kalken.

Im benachbarten Galizien beobachtete Ahlburg ferner in einem großen Steinbruch bei Moczydlo südwestlich von Chrzanow ein besonders interessantes Profil, das ich hier noch einmal anführe, weil es einen Schnitt durch den gesamten Rötdolomit der dortigen Gegend darstellt.

4 m gelber, dünnplattiger, dichter Dolomit, nach oben allmählich in graue, dichte Kalksteinbänke übergehend
1 m weißer, dünnplattiger, dichter Dolomit
2 m heller, dünnbankiger Dolomit mit zwei, 15 cm weit voneinander getrennt liegenden Hornsteinlagen
3 m weißer, mürber, oolithischer, fossilführender Dolomit, in Bänken von etwa 50 cm Dicke
4 m gelber, dichter, mergeliger Dolomit in ca. 5 cm dicken Bänken
darunter Rotliegendes.

Besonders interessant ist, daß Hornsteinlagen hier im Rötdolomit auftreten. Sonst kommen Hornsteine nur in den Rötkalken vor. Die Mächtigkeit der Stufe von 14 m entspricht etwa derjenigen in der Gegend von Lendzin und Berun des benachbarten südlichen Oberschlesiens.

In den alt-polnischen Gebieten, östlich von Tarnowitz und Beuthen unweit der ehemaligen deutsch-russischen Landesgrenze, ist nach den Untersuchungen von Rozycki die Entwicklung des Rötdolomits die gleiche wie in dem angrenzenden oberschlesischen Gebiet. Auf kleine Unterschiede in faunistischer Hinsicht wird noch zurückzukommen sein.

Gips und Anhydrit sind bisher an 3 Stellen im oberschlesischen Rötdolomit festgestellt worden, und zwar bei Friedrichshütte unweit Tarnowitz, in der Tiefbohrung Oppeln und in der Tiefbohrung Leschna bei Rosenberg. In Friedrichshütte wurden in einer Bohrung zwischen 216 und 229 m Tiefe mehrere, wenig mächtige Lagen von primärem Gips und auch von Fasergips durchörtert. Die Tiefbohrung Oppeln traf zwischen 451 und 510,85 m Tiefe Schichten, Linsen und Knollen von primärem Gips und Anhydrit an, die zwischen 469 und 486 m, sowie zwischen 496 und 510,85 m Tiefe bis 4 m Mächtigkeit erreichen. In Leschna wurden bereits in den hangendsten Partien des Rötdolomits schwache Bänke von Anhydrit beobachtet. Die bedeutendsten Anhydritbänke liegen indessen auch hier mehr an der Basis der Stufe. Sie erreichen bis 15 m Stärke.

Da Gips und Anhydrit bisher nur in Tiefbohrungen angetroffen worden sind, könnte man vielleicht vermuten, daß sie überall dort ausgelaugt worden sind, wo die Bedingungen dafür gegeben waren. Dagegen spricht aber, daß an vielen Stellen in Oberschlesien vollkommen frische Rötdolomitschichten in allerdings etwas weniger tiefen Bohrungen durchsunken worden sind, die weder Gips, Anhydrit noch deren Rückstände enthalten. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß das Vorkommen von Gips und Anhydrit im Röt regional beschränkt ist und nach den bisherigen Erfahrungen nur im nördlichen und nordwestlichen Teil Oberschlesiens erwartet werden darf.

Die Fauna des Rötdolomits

Der Rötdolomit ist im allgemeinen fossilreich. Namentlich gilt dies für die oolithischen Schichten. Die Fauna der Wirbellosen besteht ganz überwiegend aus Zweischalern; Schnecken treten sehr zurück. Die Brachiopoden und Cephalopoden sind nur durch je eine Form, nämlich *Lingula tenuissima* und *Beneckeia tenuis*, vertreten. Korallen und Echinodermen fehlen gänzlich. Alle Formen sind nur als Steinkerne erhalten. Wirbeltierreste sind nicht selten, und zwar kommen sowohl Knochen und Zähne von kleinen Nothosauriden als auch Schuppen und Zähnchen von Ganoidfischen der Gattungen *Gyrolepis* und *Acrodus* vor.

Verzeichnis der organischen Einschlüsse

Lingula tenuissima Bronn sp.
Velopecten albertii Goldf. sp.
Pecten discites v. Schloth.
Lima striata Goldf.
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Hörnesia subglobosa Credn. sp.
Gervilleia mytiloides v. Schloth. sp.
Gervilleia costata v. Schloth. sp.
Myoconcha gastrochaena Dunk. sp.
Myoconcha roemeri Eck
Myoconcha sp.
Modiola triquetra v. Seebach
Nucula goldfussi v. Alberti sp.
Macrodon impressus Münst. sp.

Myophoria laevigata v. ALBERTI sp.
Myophoria laevigata v. ALB. sp. var. *elongata* PHIL.
Myophoria ovata GOLDF. sp. typ. RÜBENSTR.
Myophoria vulgaris v. SCHLOTH. sp. typus RÜBENSTR.
Myophoria costata ZENK.
Myophoriopsis nuculiformis ZENK. sp.
Pleuromya musculoides v. SCHLOTH. sp.
Pleuromya musculoides v. SCHLOTH. sp. var. *elongata* GOLDF.
Pleuromya fassaënsis WISSM. sp.
Pleuromya rugosa AHLB.
cf. *Pleuromya ecki* E. PHIL.
Anoplophora sp.
Thracia mactroides v. SCHLOTH. sp.
Worthenia fritschi E. PIC.
Worthenia excelsior ASSM.
Worthenia silesiaca AHLB.
Worthenia michaeli AHLB.
Worthenia globosa AHLB.
Neritaria subincisa KITTL
Neritaria lendzinensis AHLB.
Neritaria oolithica GEIN. sp.
Natica minima ASSM.
Amauropsis silesiaca AHLB.
Omphaloptycha schmidti ASSM.
Actaeonina gracilis ASSM.
Beneckeia tenuis v. SEEB.
Pseudopemphix sp.
Schuppen und Zähne von *Gyrodus* und *Acrodus*
Reste von Nothosauriden.

Von den 26 sicher nachgewiesenen Zweischalern kommt *Myophoria costata* am häufigsten vor. Sie findet sich fast in allen fossilführenden Bänken der Stufe und bedeckt bisweilen deren Schichtflächen vollkommen. Außer ihr trifft man gewöhnlich noch *Hörnesia socialis, Gervilleia mytiloides, Myoconcha gastrochaena, Modiola triquetra, Myophoriopsis nuculiformis, Pleuromya fassaënsis* und *Pleuromya rugosa* öfter an. Alle anderen Arten sind dagegen ziemlich selten. *Anoplophora* wurde nur im Rötdolomit der Tiefbohrung „Oppeln" nachgewiesen, und eine der *Pleuromya ecki* sehr nahestehende Form ist lediglich von Lendzin bekanntgeworden.

Gastropoden sind nur im östlichen und südöstlichen Oberschlesien in größerer Zahl beobachtet worden. Dabei scheinen die meisten Arten auf das südöstliche Oberschlesien beschränkt zu sein, wie z. B. *Worthenia fritschi* (Lendzin), *Worthenia silesiaca* (Lendzin), *Worthenia michaeli* (Lendzin), *Worthenia globosa* (Lendzin), *Neritaria lendzinensis* (westlich vom Mathias-Schacht bei Lendzin), *Natica minima* (Lendzin), *Omphaloptycha schmidti* (Lendzin). Im westlichen Teil Oberschlesiens ist bisher nur *Worthenia excelsior* gefunden worden. Im übrigen hat weder der Rötdolomit der Bohrung „Oppeln" noch derjenige der Bohrung „Leschna" Gastropoden geliefert.

Die einzige Cephalopodenform des Rötdolomits, *Beneckeia tenuis*, kommt relativ häufig im südöstlichen Oberschlesien vor, gehört aber in allen übrigen Teilen des Landes zu den Seltenheiten. ROZYCKI erwähnt, daß die Form im altpolnischen Gebiet östlich von Beuthen in einer bestimmten Bank auftritt. Es ist möglich, daß das auch im südöstlichen Oberschlesien bei Lendzin der Fall ist. In allen anderen Gegenden Oberschlesiens ist aber das Vorkommen der *B. tenuis* weder an eine besondere Bank noch an ein Niveau des Rötdolomits gebunden.

Lingula ist im Rötdolomit gewöhnlich ziemlich selten. Daß sie in den tiefsten Bänken der Stufe gelegentlich einmal etwas zahlreicher auftritt, hat bereits KOSMANN im Schachtprofil der Maxgrube beobachtet.

Fischreste finden sich hauptsächlich in tonigen Schichten, also in den untersten Lagen der Stufe. Dort sind manche Schichtflächen bisweilen vollkommen mit Schuppen und Zähnchen bedeckt. Auch Knochen und Zähne von kleinen Nothosauriden gehören im Rötdolomit keineswegs zu den Seltenheiten.

Schließlich sei noch bemerkt, daß im Rötdolomit der Tiefbohrung „Leschna" ein Krebs der Gattung *Pseudopemphix* gefunden worden ist. Man kannte diese Gattung bisher nur aus dem Unteren Muschelkalk.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Leitbänke im Rötdolomit

Es ist nun von jeher das Bestreben der einzelnen Forscher gewesen, Leitbänke im Rötdolomit aufzufinden, um dadurch eine Gliederung dieser bis 77 m mächtigen Stufe zu ermöglichen. Den Anfang dazu machte Kosmann, der bei der wissenschaftlichen Auswertung der Schachtprofile auf der Maxgrube im Rötdolomit zwei Bänke mit zahlreichen Exemplaren von *Lingula tenuissima* fand. Die eine Bank liegt unmittelbar über dem roten Ton des Älteren Buntsandsteins in einem grünlich gefärbten, sandigen, dolomitischen Ton, die zweite 12,50 m darüber in einem hellgelben, dolomitischen Kalkstein. Ferner fand Richter in einem Schachtaufschluß des Steinkohlenbergwerks Andalusien bei Kamin eine Bank mit *Lingula tenuissima* 4—7 m über den roten Tonen. Solche Bänke mit *Lingula* sind an anderen Stellen im Rötdolomit nicht beobachtet worden.

Eine weitere Verbreitung scheint dagegen eine Bank zu haben, in der eine Schnecke, *Worthenia excelsior*, häufiger vorkommt. Richter beobachtete sie zuerst im Schacht der Andalusiengrube, wo sie s. Z. 10 m über den roten Tonen angeschnitten war. Ich selbst fand die Bank später im Holzschacht der Radzionkaugrube, im Steinbruch bei Vorwerk Skaal unweit Blottnitz und in dem auflässigen Steinbruch am Waldrand südlich der Chaussee Blottnitz—Groß-Pluschnitz.

Ahlburg berichtet, daß er in der Nähe des Mathildeschachtes bei Lendzin in den oberen Partien des Rötdolomits eine Bank bemerkt habe, die zahlreiche Exemplare von *Beneckeia tenuis* enthält. Ferner führt Rozycki an, daß bei Dabrowa (Alt-Polen) in den dolomitischen Bänken unmittelbar unter den Kalksteinbänken mit *Lingula tenuissima* ebenfalls *Beneckeia tenuis* in zahlreichen Exemplaren auftritt. Es scheint also, als ob das häufige Vorkommen dieser Art an beiden Fundstellen an die obersten Schichten der Stufe gebunden ist. In anderen Gegenden Oberschlesiens sind jedoch entsprechende Beobachtungen nicht gemacht worden.

Die wichtigste Leitschicht ist jedoch eine Konglomeratbank, die zuerst Richter aus den Aufschlüssen der Schächte der Andalusiengrube erwähnt. Sie ist dort 2 m mächtig und liegt zwischen 138 und 140 m Tiefe, etwa 12 m über den roten Tonen des Älteren Buntsandsteins. Die Grundmasse des Konglomerats ist kalkig. Die Einschlüsse bestehen dagegen aus großen und kleinen, schwach abgerollten Dolomitbrocken. Im neuen Wetterschacht der Preußengrube in Miechowitz wurde bei 176 m Tiefe, 15 m über den roten Tonen, ebenfalls eine Konglomeratbank festgestellt. Ferner sind im Römhildschacht und im Schacht der Neuen Beuthengrube bei Städt.-Dombrowa Konglomeratschichten in dem gleichen Niveau beobachtet worden. Auch nordwestlich von Tarnowitz wurde in der Tiefbohrung „Friedrichshütte“ 22 m über den roten Tonen eine konglomeratische Kalksteinbank durchsunken. Es ist wohl kaum zu bezweifeln, daß es sich jedesmal um die gleiche Konglomeratbank handelt. Sie stellt also mindestens für das östliche Oberschlesien eine gute Leitschicht im Rötdolomit dar. Es ist aber nicht unwahrscheinlich, daß sie auch im westlichen und nördlichen Oberschlesien entwickelt ist. So wurde in der Tiefbohrung „Oppeln“ zwischen 466 und 467 m Tiefe ca. 44 m über den roten Tonen eine konglomeratische Kalksteinbank angetroffen, während in der Tiefbohrung „Leschna“ zwischen 759,80 und 760,40 m Tiefe eine stark konglomeratische Bank von dunkelgrauem Dolomit durchörtert wurde, die sich 31,30 m über den

Schichten des Älteren Buntsandsteins befindet. Im südlichen Oberschlesien scheint indessen diese Konglomeratbank nicht entwickelt zu sein. Ahlburg erwähnt sie nicht, und sie wäre wohl einem so aufmerksamen Beobachter wie ihm kaum entgangen.

b) Der Rötkalk

Beschreibung der Schichten des Rötkalks

Die obere Abteilung des Röts besteht hauptsächlich aus einer Wechsellagerung von dick- und dünnbankigen, kristallinen und dichten, splittrigen Kalkbänken, die z. T. durch schwache tonig-lettige Schichten voneinander getrennt werden. Mürbe, mergelige Schichten und dolomitische Bänke kommen auch vor, fehlen aber an den meisten Stellen. Hornsteineinlagerungen trifft man allenthalben in den obersten 3—4 m der Stufe an. Es sind teils semmelförmige Knollen, teils flache Fladen, in denen bisweilen undeutliche organische Reste zu erkennen sind.

Die Mächtigkeit des Rötkalks ist erheblich geringer als die des Rötdolomits. In der Gegend von Beuthen und Tarnowitz schwankt sie zwischen 6 und 12 m. Genaue Angaben liegen nur von wenigen Punkten vor; z. B. beträgt sie im Schacht der Andalusiengrube bei Kamin 11 m, im neuen Wetterschacht der Preußengrube bei Miechowitz 6 m und in der Tiefbohrung Friedrichshütte bei Tarnowitz ebenfalls 6 m. Im südlichen Oberschlesien (Lendzin) sinkt sie auf 3—5 m herab. Im westlichen Oberschlesien nimmt sie dagegen erheblich zu. Sie erreicht z. B. in der Tiefbohrung „Oppeln" 17 m. Aus dem nördlichen Oberschlesien liegt nur eine einzige Angabe darüber vor. Dort wurden nämlich die Rötkalke in der Bohrung „Leschna" 9,20 m mächtig durchsunken.

Die Grenze zwischen Rötkalk und Rötdolomit ist in der Regel leicht erkennbar. Der Rötdolomit schließt gewöhnlich mit einer Suite von grauweißen, weichen, mergeligen Dolomiten oder dolomitischen Kalken ab, während der Rötkalk fast stets mit einer Schichtenfolge von dickbankigen, harten Kalken beginnt. Undeutlich ist die Grenze nur dort, wo in den obersten Rötdolomiten in höherem Maße als sonst Bänke von festem, reinem Kalkstein auftreten. In solchen Fällen wird man die Grenze zwischen beiden Stufen am besten dorthin legen, wo die reindolomitischen Bänke in der Schichtenfolge verschwinden.

Die Fauna des Rötkalks

Verzeichnis der organischen Einschlüsse:

Lingula tenuissima Bronn sp.
Enantiostreon difforme v. Schloth. sp.
Velopecten albertii Goldf. sp.
Pecten discites v. Schloth.
Lima striata Goldf. var. *lineata* Eck
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Hörnesia subglobosa Credn. sp.
Gervilleia mytiloides v. Schloth. sp.
Gervilleia costata v. Schloth. sp.
Mytilus eduliformis v. Schloth. *forma praecursor* Frech
Myoconcha gastrochaena Dunk. sp.
Myoconcha roemeri Eck
Myoconcha bicostata Assm.
Modiola triquetra v. Seeb.
Nucula goldfussi v. Alb. sp.
Macrodon impressus Münster sp.
Myophoria laevigata v. Alb. sp.
Myophoria ovata Goldf. sp. typ. Rübenstr.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp. typus Rübenstr.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp. var. *transversa* Bornemann
Myophoria costata Zenk.
Myophoriopsis nuculiformis Zenk. sp.
Pleuromya musculoides v. Schloth. sp.
Pleuromya musculoides v. Schloth. sp. var. *elongata* Goldf.
Pleuromya fassaënsis Wissm. sp.
Pleuromya rugosa Ahlb.
Thracia mactroides v. Schloth. sp.

Fritschia parva Assm.
Neritaria subincisa Kittl
Neritaria oolithica Gein. sp.
Amauropsis silesiaca Ahlb.
Trypanostylus haueri Giebel sp.
Ceratodus serratus Ag.
Strophodus angustissimus Ag.
Hybodus major Ag.
Saurichthys apicalis Ag.
Nephrotus chorzowensis H. v. Meyer
Colobodus frequens Dames
Gyrolepis albertii Ag.
Gyrolepis maximus Ag.
Zähne von *Placodus*
Reste von Nothosauriden

Die Fauna des Rötkalks ist nicht wesentlich von der des Rötdolomits verschieden. Sie besteht ebenfalls ganz überwiegend aus Zweischalern. Die im Rötdolomit häufige *Myophoria costata* ist selten geworden und scheint in den obersten Bänken der Abteilung überhaupt zu fehlen. *Pleuromya ecki* und die im Rötdolomit der Bohrung „Leschna" aufgefundene *Anoplophora*form kommen im Rötkalk nicht mehr vor. Dafür stellen sich *Enantiostreon difforme, Lima striata* var. *lineata, Myoconcha bicostata* und *Myophoria vulgaris* var. *transversa* ein. Die ersten drei Arten, die später im Muschelkalk sehr häufig werden, sind im Rötkalk noch selten. Dagegen trifft man *Myophoria vulgaris* var. *transversa* in den oberen Bänken der Abteilung in sehr zahlreichen Exemplaren an. *Pecten discites* und *Pleuromya musculoides*, die in den Rötdolomiten nur vereinzelt auftreten, werden ebenfalls im Rötkalk sehr häufig.

Die Gruppe der Brachiopoden ist wie im Rötdolomit nur durch *Lingula tenuissima* vertreten. Die Form findet sich hauptsächlich in den tonig-lettigen Schichten, und zwar stellenweise in außerordentlich zahlreichen Exemplaren. Schon Ahlburg hatte darauf aufmerksam gemacht, daß bei Lendzin in den obersten Schichten des Röts unter der ersten *Dadocrinus*-Bank der Wellenkalkstufe *Lingula tenuissima* als einziger organischer Rest auftritt. Bei Beuthen und Tarnowitz ist die Form ebenfalls in den obersten Rötschichten weit verbreitet. Dagegen tritt sie im westlichen Oberschlesien in den entsprechenden Schichten stark zurück. Einige Exemplare wurden z. B. im Rötkalk von Gogolin gefunden. Bei Dabrowa (Alt-Polen) ist sie, wie Rozycki hervorhebt, in den jüngsten Rötschichten allenthalben häufig.

Die Gastropodenfauna des Rötkalks zeigt einige Besonderheiten. Zwar müssen wie im Rötdolomit *Amauropsis silesiaca, Neritaria subincisa* und *Neritaria oolithica* als die häufigsten Formen angesprochen werden, indessen fehlen im Rötkalk sämtliche *Worthenia*-Arten, die der Fauna des Rötdolomits, namentlich im östlichen Oberschlesien, ein besonderes Gepräge verleihen. Ferner haben sich *Neritaria lendzinensis, Omphaloptycha schmidti* und *Actaeonina gracilis* bisher nirgends im Rötkalk gefunden. Dagegen treten zum erstenmal *Fritschia parva* und *Trypanostylus haueri* auf, Formen, die schon stark an die des Muschelkalks erinnern. Damit ist aber sicherlich die Liste der im Rötkalk vorkommenden Gastropoden noch nicht erschöpft, da sich eine große Zahl von ihnen wegen mangelhafter Erhaltung nicht bestimmen ließ.

Echinodermen, Korallen und Cephalopoden sind aus den Rötkalken nicht bekannt geworden.

Fischreste sind ziemlich häufig, und zwar vor allem in den obersten Bänken der Stufe. Sie bestehen meist in kleinen Schuppen und Zähnchen, seltener Skelettresten, der Gattungen *Ceratodus, Strophodus, Hybodus, Saurichthys, Gyrolepsis* und *Nephrotus*. Vollständige Fischabdrücke sind früher in Krappitz vereinzelt gefunden worden. Zähne und Knochen von kleinen Nothosauriden kommen ziemlich häufig in diesen Schichten vor. Die meisten von ihnen gehören wahrscheinlich zur Gattung *Cymatosaurus*.

c) Verwitterungserscheinungen im Röt

In der bisher besprochenen Weise finden wir die Rötschichten entwickelt, sobald sie den Einflüssen der Atmosphärilien dauernd entzogen waren, wenn ihnen also überlagernde Gebirgsglieder hinreichenden Schutz vor Verwitterung gewährten. Treten sie jedoch an die Erdoberfläche, so beginnt ein Verwitterungsprozeß, der sich in Auslaugungs- und Umkristallisationsvorgängen zu erkennen gibt und jene Schichten allmählich in einem dunkelbraunen, spätigen Kalk mit zahlreichen Hohlräumen („Kavernöse Kalke") verwandelt. Jener Umkristallisationsprozeß ist von älteren Autoren so eingehend geschildert und erörtert worden, daß ich an dieser Stelle nicht noch einmal darauf zurückzukommen brauche. Dabei wurden in der Regel alle organischen Einschlüsse zerstört. Von diesem Verwitterungsprozeß sind indessen die Rötschichten nicht überall gleichmäßig ergriffen worden. Z. B. wurden sie auf beiden Flügeln der Beuthener Mulde, östlich von Tarnowitz, bei Chechlau und im südlichen Oberschlesien z. T. bis 10 m Tiefe umkristallisiert, während weiter westlich, z. B. zwischen Blottnitz und Schieroth, meist nur ganz geringe Veränderungen an den zutage tretenden Schichten eingetreten sind. Die geringsten Veränderungen haben die tonigen Dolomite an der Basis des Röts erlitten. Sie sind niemals völlig in kavernöse Kalke verwandelt worden, sondern unter dem Einfluß der Tagewässer nur zu einem mürben, mergeligen Produkt zerfallen, das höchstens etwas von spätigem, bzw. kavernösem Kalk durchwachsen ist. Diese teilweise umkristallisierten Rötdolomite enthalten nicht selten noch 10 % $MgCO_3$, während reine kavernöse Kalke nur etwa 2—3 % $MgCO_3$ haben.

d) Verbreitung des Röts

Die Rötschichten streichen am Nordrand der Beuthen-Czeladzer Mulde in einem von SO nach NW verlaufenden Band zwischen Deutsch-Piekar und Radzionkau aus. Ferner haben sie weiter nördlich bei Koslowagora, Orzech, Neudeck, Alt- und Neu-Chechlau ausgedehnte Verbreitung an der Erdoberfläche. Auf dem Südflügel der betr. Mulde treten sie vornehmlich bei Hohenlinde, Schlesiengrube, Hubertushütte, Florentinegrube, sowie weiter östlich bei Chorzow und Bittkow zutage. Weiter im Westen bilden sie im wesentlichen die Höhenzüge, die sich von Schieroth aus über Giegowitz, Kottlischowitz, Sarnau, Groß-Pluschnitz nach Blottnitz hin erstrecken. Ferner begegnet man den Rötschichten südwestlich von Blottnitz, bei Bresina, zwischen Dollna und Groß-Strehlitz, in den Schluchten von Scharnosin und Poremba und am Fuße des Südabhangs vom Annaberg. Von dort aus kann man sie über Zyrowa, Oleschka, Sakrau, Gogolin bis nach Krappitz hin verfolgen. Im südöstlichen Oberschlesien ist der Röt am Aufbau der kleinen Triasinseln bei Mokrau, Lendzin, Krassow, Sciern, Berun und Petrowitz-Ochojetz beteiligt.

Die im Röt vorhandenen Aufschlüsse sind außerordentlich zahlreich. Weitaus die meisten von ihnen liegen im Rötkalk, und zwar dort, wo die Schichten nur geringe Verwitterungserscheinungen aufzuweisen haben, da sich dann die Kalke noch am besten für technische Zwecke eignen. Wesentlich seltener sind die Aufschlüsse im Rötdolomit, vor allem in den weichen dolomitischen Mergeln, die an der Basis dieser Stufe liegen. Aufschlüsse in den untersten Rötdolomiten gibt es z. B. zwischen Königshütte und Chropaczow und am Kalvarienberg bei Deutsch-Piekar. Im übrigen liegen die wichtigsten Aufschlüsse im Röt bei Chorzow, Hohenlinde, Hubertushütte, Schlesiengrube, Florentinegrube, Radzion-

kau, Orzech, Naklo, Neu-Chechlau, Alt-Chechlau, Schieroth, Giegowitz, Kottlischowitz, Sarnau, Groß-Pluschnitz, Blottnitz, Vorwerk Skaal, zwischen Dollna und Rosniontau, bei Poremba, Oleschka, Gogolin und in Krappitz. Im südöstlichen Oberschlesien finden sich einige kleinere Aufschlüsse bei Lendzin, am Chelmer Berg und bei Krassow.

e) Technische Verwertbarkeit der Rötschichten

Die technische Verwertbarkeit der Rötschichten ist nicht sehr groß. Früher hat man die Rötkalke und die in kavernöse Kalke verwandelten Rötdolomite vielfach gebrannt. Davon ist man jedoch jetzt fast ganz abgekommen, da man erkannt hat, daß sich andere Kalke, die ebenfalls in genügender Menge vorhanden sind, für diese Zwecke besser eignen. Gegenwärtig wird nur in dem südwestlich von Blottnitz gelegenen Kalkwerk der Fürstlich Hohenloheschen Verwaltung und in zwei kleinen Werken in Krappitz noch Rötkalk gebrannt. In den meisten Fällen jedoch finden die dickbankigen Rötkalke als Bausteine Verwendung. Besonders gern nimmt man sie als Packlage beim Chaussee- und Wegebau. Daneben werden sie aber auch häufig für den Bau von Mauern und Wirtschaftsgebäuden, gelegentlich wohl auch für den Unterbau von Wohnhäusern benutzt.

Zusammenfassung

In vorstehender Arbeit wird eine vollständige Beschreibung der Buntsandsteinformation von Oberschlesien und z. T. auch seiner Nachbargebiete gegeben.

Der Buntsandstein wird in

Jüngeren Buntsandstein oder Röt	bis 94 m mächtig
und Älteren Buntsandstein	bis 120 m mächtig

gegliedert. Eine weitere Gliederung des Älteren Buntsandsteins in Unteren und Mittleren Buntsandstein ist weder nach petrographischen noch nach paläontologischen Gesichtspunkten durchzuführen.

Der Ältere Buntsandstein wurde in einem abflußlosen Trockengebiet abgelagert. Seine Sande und Sandsteine sind hauptsächlich Flußablagerungen, ein kleiner Teil Dünenbildungen. Die Tone sind teils Beckentone, teils äolischen Ursprungs.

Der Jüngere Buntsandstein oder Röt ist eine marine Ablagerung, die in einem flachen Meeresbecken entstanden ist.

Er zerfällt in

Rötkalk (*Lingula*-Schichten) und
Rötdolomit (Zone der *Beneckeia tenuis*).

Das Vorrücken des Rötmeeres nach Oberschlesien erfolgte ganz allmählich, da typische Transgressionsschichten fehlen. Im Rötdolomit treten nördlich der Linie Tarnowitz—Groschowitz Gips- und Anhydriteinlagerungen auf.

Die Fauna des Röts besteht überwiegend aus Zweischalern. Von diesen herrscht im Rötdolomit *Myophoria costata* vor, im Rötkalk gehört sie dagegen zu den Seltenheiten. Außerdem sind in dieser Formation nur noch die Gastropoden zu einer mäßigen Blüte gelangt. Die Brachiopoden sind nur durch *Lingula tenuissima* vertreten, die im Rötkalk des östlichen Oberschlesiens stellenweise außerordentlich häufig ist, dagegen im Rötdolomit fast stets nur ver-

einzelt vorkommt. *Beneckeia tenuis* findet sich als einziger Vertreter der Cephalopoden ausschließlich im Rötdolomit. Echinodermen und Korallen fehlen gänzlich.

Im Rötdolomit kommen mehrere Leitbänke vor. Die wichtigste ist eine Konglomeratbank, die scheinbar über ganz Oberschlesien verbreitet ist.

Literaturverzeichnis

Ahlburg, Joh.: Die Trias im südlichen Oberschlesien. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., Heft **50**, Berlin 1906.

Assmann, P.: Ein Beitrag zur Gliederung des Oberen Buntsandsteins im östlichen Oberschlesien. — Dies. Jb., **34**, S. 658, 1913.

—: Die Tiefbohrung „Oppeln". — Dies. Jb., **46**, S. 373, 1925.

—: Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias. — Dies. Jb., **36**, S. 586, 1915.

—: Die Gastropoden der oberschlesischen Trias. — Dies. Jb., **44**, S. 1, 1923.

—: Die Fauna der Wirbellosen und die Diploporen der oberschlesischen Trias mit Ausnahme der Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Korallen. — Dies. Jb., **46**, S. 504, 1925.

—: Die Tiefbohrung „Leschna" und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. — Dies. Jb., **50**.

Eck, H.: Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. Berlin 1865.

Kosmann, Bhd.: Das Schichtenprofil des Röt auf der Maxgrube bei Michalkowitz. Z. deutsch. geol. Ges., **35**, S. 860, 1883.

von Meyer, H.: Fische, Crustaceen, Echinodermen und andere Versteinerungen aus dem Muschelkalke Oberschlesiens. — Palaeontographica, **1**, S. 216, 1851.

Michael, R.: Aufnahmeergebnisse auf Blatt Tarnowitz. — Dies. Jb., **25**, S. 782, 1904.

—: Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirks. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., Heft **71**, Berlin 1913.

Roemer, F.: Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.

Rozycki, F.: Stratygrafja wapienia muszlowego so polnocnej czesci Zaglebia Dabrowskiego. — Bull. du Service géol. Pologne, **2**, S. 431, Varsovie 1924.

Tietze, E.: Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. — Jb. geol. R.-A. Wien, **37**, S. 436, 1887.

Wysogorsky, J.: Die Trias in Oberschlesien. — Z. deutsch. geol. Ges., **56**, S. 260, (Protok.), 1904.

Druckfertig eingereicht am 18. Februar 1932.

„Imprimatur" erteilt am 9. August 1932.

Die Urbettung der Glatzer Neiße und Freiwaldauer Biele

Von Johannes Behr und Leo von zur Mühlen in Berlin

Hierzu Tafel 41—44

Auf die weite, flächenhafte Verbreitung pliozäner Kiese im Vorlande der Sudeten ist wiederholt hingewiesen und von uns aus einer netzartig sich verzweigenden Bewässerung erklärt. Die Auffassung F. Zeuner's (1928, S. 30), daß schon zu jungmiozäner Zeit die Neiße oder Steine von Wartha direkt nach Münsterberg floß, kann daher nicht geteilt werden. Schon jetzt zeigen dies die aus dem Glatzer Kessel stammenden Kiesablagerungen, die sich nicht zu einem einzigen Flußlauf aneinanderreihen. Das häufige Mäandern und Zerteilen der Abflußwege hatte eine dauernde Verlegung der Flußläufe im Gefolge. Vielleicht sammelten sich weiter nordwärts in der Provinz Posen Wasser in bleibenden Rinnen. Keineswegs aber finden wir vor dem Gebirgsrande und seiner nächsten Umgebung ähnliche Verhältnisse. Zunächst muß jedoch genügendes Beobachtungsmaterial zusammengetragen werden, bevor ein klares Bild von der Verteilung der Oberflächenwasser in der Pliozänzeit entworfen werden kann.

Die geologische Spezialkartierung im Sudetenvorlande hat aber zu einer Reihe von Beobachtungen im Diluvium geführt, die sich jetzt vereinigen lassen zu einer Darstellung der Entwicklung des heutigen Laufes der Glatzer Neiße und Freiwaldauer Biele. Dabei ist es selbstverständlich, daß das, was in der Geschichte der Menschheit gilt, auch in der Entwicklungsgeschichte der Erde zutrifft, daß nämlich die zeitlich uns näherliegenden Vorgänge mit mehr Einzelheiten erscheinen und daher mit mehr Tatsachen belegt werden können.

1. Die Glatzer Urneiße

Die Neiße wird erst Gegenstand unsrer Untersuchung von der Stelle ab, wo sie bei Wartha das Gebirge verläßt und ins Vorland eintritt.

Das tektonisch vorgebildete Becken von Kamenz ist wiederholt Gegenstand lebhafter Diskussion gewesen. E. G. Friedrich sah in dem Kamenzer Becken einen glazialen Stausee, der mit Schottern und Kiesen ausgefüllt wurde. Dieser Auffassung trat schon A. Leppla entgegen. Er vermißte den Nachweis von glazialen Ablagerungen in der Sohle des Beckens; desgleichen scheint ihm die „wahrscheinliche" Stillstandslage nach E. G. Friedrich von Dörndorf über Wilmsdorf, Schrom, Schloß Kamenz, Laubnitz bis Gallenau höchst unwahrscheinlich, wie ja auch die Spezialaufnahme bewiesen hat. Außerdem zeigte A. Leppla, daß die Höhenlage der Schotter gegen eine Hohlform als See und gegen ein abflußloses Becken spricht, wohl aber für die Auffassung, daß hier lediglich ein Flußbett vorliegt. Er ließ die Frage offen, ob die Bildung glazial oder postglazial sei.

F. Zeuner (S. 47) hat das Neißediluvium zum Gegenstand seiner Dissertation gemacht. Er gliedert die Entwicklung des Kamenzer Beckens folgendermaßen:

„1. Jungtertiäre Aufschotterung.
2. Präglaziale Erosion des Neißetals.
3. Ältere Vereisung. Neißeschotter füllen das Becken, darüber, wie auch hinter dem Kamenzer Riegel, bilden sich Bändertone, dann transgrediert das Eis und hinterläßt den älteren Geschiebemergel.
4. Interglazial. In feuchterem Klima neue Ausräumung des Beckens durch die Neiße, Abtragung der glazialen Sedimente.
5. Jüngere Vereisung. Eisrandlage bei Kamenz. Über glazialen Vorschüttungssanden liegt der Geschiebemergel. Das Becken wird von Neißeschottern und darüber von gemischten Feinsanden und Tonen ausgefüllt. Vom Gebirge fließen flächenhafte Schuttströme in das Becken.
6. Interglazial. Neue Ausräumung des Beckens und Abtragung.
7. Letzte Eiszeit. Das Eis erreicht das Gebiet nicht, daher nur Aufschotterung im Becken und Bildung mächtiger Schuttströme vom Gebirge her.
8. Jetztzeit. Neue Erosion des Neißebeckens und weitere Abtragung."

L. Finckh (Erl. Frankenstein, S. 44) sieht in den Neißeschottern, wie sie bei Dürr-Hartha aufgeschlossen sind, Aufschüttungen unmittelbar vor dem Rande des sich zurückziehenden Saaleinlandeises, auf denen lehmige Flußtrübe zum Absatz kam.

Nachdem wir nun auf der Terrasse von Dürr-Hartha einwandfreien Geschiebelehm festgestellt haben (Erl. Kamenz, S. 20), den wir nach der Spezialkartierung des Blattes Kamenz nur in die Saaleeiszeit stellen können, ergab sich auf der einen Seite eine von der bisherigen Auffassung wesentlich abweichende Gliederung, auf der andern Seite aber vereinfachte sich die Parallelisierung der verschiedenen Profile.

Die aus dem Gebirge in der Gegend von Wartha austretenden Wasser fanden bereits ein großes Becken vor, das nach Osten abgeriegelt war durch den Glimmerschieferzug zwischen Schrom und Baitzen. Die Wasser mußten also in nordöstlicher Richtung ihren Abfluß suchen, da auch im Nordwesten sich kristallines Gebirge heraushebt, und zwar dort, wo der Glimmerschiefersockel mit dem Schloß Kamenz von seinen westlichen Ausläufern durch einen Grabeneinbruch getrennt wird, in dem heute das Tal von Gallenau zur Neiße herabkommt (Tafel 44, Figur 8).

Wir sehen daher in den Schottern und Kiesen von Dürr-Hartha an bis über Münsterberg hinaus die Reste einer einheitlichen fluviatilen Bildung, die nur in Zusammenhang gebracht werden kann mit dem Abfluß der Urneiße. Gerade der S—N gerichtete Zug des heutigen Ohletales war prädestiniert, die Abflußwasser aus dem Glatzer Bergland aufzunehmen, da hier ein von der Natur gegebenes Tal zwischen zwei kristallinen Höhenzügen vorlag. Hier lagerten schon in der Pliozänzeit die Wasser ihre Kiesmassen ab, wie besonders deutlich die Aufschlüsse der Münsterberger Ton- und Steinzeugwerke beweisen.

Bei Dürr-Hartha sieht man, daß in den 8 m mächtigen, groben Schottern der Geschiebelehm taschenförmig eingreift, an manchen Stellen bis 2 m tief. Wenn L. Finckh (Erl. Frankenstein, S. 44) diese Erscheinung mit Strudellöchern in Zusammenhang bringen will, so widerspricht dem die von uns durchgeführte Körnungsanalyse, die ein einwandfreies Bild des Geschiebelehm-Diagrammes gibt, während die darüberliegende Decke als Löß gekennzeichnet ist

(BEHR & KÖHLER, 1930). Nach unseren Beobachtungen stammen die erratischen Blöcke, die in der Grube liegen, aus dem Geschiebelehm im Hangenden der Schotter. Ferner fallen in die Augen die zahlreichen Schichtenstörungen in den oberen Kies- und Schotterhorizonten, die nicht allein durch Bodenfrost zu erklären sind, sondern vielmehr glazialem Druck ihre Entstehung verdanken mögen (Tafel 42, Figur 1).

Unterhalb des Dorfes, an der Straße hinter dem Gasthof, waren im Liegenden dieser Schotter kaolinhaltige Sande und Kiese aufgeschlossen. Sie waren deutlich geschichtet und durch die in ihnen enthaltenen kaolinisierten Porphyre als Pliozän gekennzeichnet.

Hinter dem evangelischen Friedhof an der Straße nach Frankenstein befinden sich ebenfalls zwei große Kiesgruben. Die größere von ihnen zeigte im Oktober 1919 in der Nordwestwand eine ansehnliche glaziale Stauchung, die sich auf etwa 25 m verfolgen ließ. Die Achse des Sattels verlief nordwestlich mit etwa 45° Einfallen in den Flanken. Das gestauchte Gebirge bestand aus mittelkörnigen Sanden und Bänken von groben Kiesen. Über den gestauchten Schichten lagerten horizontalgeschichtete, 2—3 m mächtige Neißeschotter, die sich den Mulden der gestauchten Schichten anschmiegten. Die gestörten Schichten waren typische nordische, glaziale Sande und Kiese, wie wir sie heute noch in dem anderen Aufschluß unmittelbar hinter dem evangelischen Friedhof anstehend finden. Auch hier bilden sie das Liegende der Neißeschotter (Tafel 42, Figur 2).

Genau dasselbe Profil tritt in der Kiesgrube unweit des Dominiums Schildberg bei Heinrichau, dicht an der Eisenbahn Münsterberg—Breslau, entgegen. Im Liegenden sind hier steilgestellte (ca. 70°), mit viel tertiärem Material vermengte, glaziale, kiesstreifige Sande aufgeschlossen. Darüber folgen horizontalgeschichtete, grobe Neißeschotter mit Nordikum, 2—3 m mächtig. Die Bänke sind deutlich ferritisiert. Stellenweise finden sich in den Schottern Sandzwischenschichten. Das Hangende ist ein 0,5 m mächtiger Geschiebelehm mit einer dünnen Lößdecke.

Am Bahnhof Kamenz sind in den Kiesgruben unmittelbar südlich des Bahnhofs auch Neißeschotter aufgeschlossen, die wir als gleichaltrig mit den bisher beschriebenen betrachten. Auch in ihrem Liegenden sehen wir mittelkörnige, helle, glaziale Sande. Störungen haben wir hier bisher nicht beobachtet. Das Hangende dieser Neißeschotter sind mächtige, glaziale, kiesstreifige Sande und darüber Geschiebelehm mit einzelnen großen Geschieben (Tafel 42, Figur 3).

Die liegenden Sande betrachten wir, genau wie die mit Störungen bei Kamenz und Schildberg, als Ablagerungen und Wirkungen der Elstereiszeit. Die über den Neißeschottern abgelagerten glazialen Bildungen rechnen wir zur Saaleeiszeit.

Die Verbindung zwischen Schildberg und Kamenz bilden die zahlreichen Aufschlüsse um Münsterberg herum. Am Südeingang von Olbersdorf (Bl. Kamenz) liegt eine Kiesgrube, in der man folgendes Profil beobachtet:

Löß 0,10 m

sandiger Geschiebelehm bis 0,80 m

Mergelsand bis 0,80 m

sandstreifige, horizontalgeschichtete Kiese 8,00 m.

Das Profil in den Tongruben der Deutschen Ton- und Steinzeugwerke in Münsterberg ist wiederholt Gegenstand der Beschreibung gewesen (F. Frech, H. Cloos [in Singer, S. 19], F. Zeuner [S. 35]). Das wesentliche ist hier, daß unter 1,0—2,0 m mächtigem Löß ein mächtiger Geschiebelehm mit großen nordischen Geschieben folgt, der unterlagert wird von einer bis 2 m mächtigen, braunen Kiesschicht, unter der dann Pliozän ansteht. Bemerkenswert ist, daß die Kiesbank zum größten Teil durch den fortschreitenden Abbau heute abgetragen ist. Sie keilt also nach Westen hin aus. Dem entspricht auch das Profil in einer Kiesgrube südlich von Leipe (Bl. Münsterberg). Unter einer Lößdecke folgt dort eine Bank Geschiebelehm von 1,5 m Mächtigkeit. Darunter liegen grobe Kiese bis Schotter, die durchschnittlich 0,5 m Mächtigkeit erreichen und horizontalgeschichteten, glazialen Sanden aufgelagert sind. Mehr nach der Mitte des alten Strombettes liegt die Seidelsche Ziegelei im Ohlgutbezirk von Münsterberg (Tafel 43, Figur 4). Es wurde folgendes Profil beobachtet:

Löß bis 1,5 m

Geschiebelehm bis 2 m

Tonmergel bis 0,5 m

grobe Schotter kiesstreifig mit vereinzelten großen Blöcken, viel nordisches Material bis 4,0 m

pliozäne Tone und Sande.

Im Jahre 1915 waren am Rande des Münsterberger Stadtwaldes, westlich der neuen Laube, etwa in Höhe 235 m über NN grobe, horizontalgeschichtete Schotter mit viel Basalt aufgeschlossen. Diese Schotter waren bedeckt von feinen geschichteten Sanden, die in einem genetischen Zusammenhang mit der durch den Stadtwald ziehenden Endmoräne standen.

Die Auffassung, daß die beschriebenen Kiesbänke sich zu einem einheitlichen Strome vereinigen, wird auch dadurch gestützt, daß sich heute noch die einzelnen Kiesbänke in ein kontinuierliches Gefälle einordnen lassen. Genauere Messungen müssen ihren Ausgangspunkt von der Unterkante der Schotter nehmen. Zwischen Wartha und der Tongrube der Deutschen Ton- und Steinzeugwerke in Münsterberg und der Kiesgrube bei Schildberg fällt das Gelände von 280 m über 235 m auf 185 m über NN.

Seitlich begrenzt durch das kristalline Gebirge war dieser Urneiße ihr Weg vorgezeichnet und ihre Bettbreite beschränkt. Wie die Profile bei Münsterberg beweisen, hält das heutige Ohletal ungefähr die Mitte des damaligen Stromes.

Welche Richtung der Fluß von Schildberg an nach Norden zu nahm, ist unsicher. Nach der heutigen Oberflächengestaltung gewinnt man den Eindruck, daß er z. Zt. des ersten Interglazials in der Gegend zwischen Wammen und Strehlen nach Westen abbog in den Bereich der heutigen Lohe. Daraufhin deuten auch grobe Flußschotter, die unmittelbar nördlich vom Bahnhof Wäldchen im Jahre 1910 aufgeschlossen waren (Tafel 43, Figur 5).

2. Die Freiwaldauer Biele

Zwischen dem Austritt der Neiße bei Wartha aus dem Gebirge ins Vorland und dem des alten Bieletales bei Ziegenhals ist insofern ein sehr wesent-

licher Unterschied, als der Durchbruch bei Wartha unmittelbar den Sudetenrandbruch schneidet, während Ziegenhals weit nordöstlich dieser großen Störungszone liegt. Gestaltete sich infolge der Heraushebung der Sudeten das Neißetal als Engtal, so bildete der Austritt der Urbiele außerhalb dieser Hebungszone als Ganzes genommen ein breites Ausfallstor. Aller Wahrscheinlichkeit nach strömten schon zur Tertiärzeit hier Abwässer vom Gebirge ins Vorland, worauf Kiese zwischen Kohlsdorf und Giersdorf und bei Lentsch hinweisen. Bei Ziegenhals nahm im ersten Interglazial die Urbiele die Wasser aus dem Becken von Zuckmantel auf. Die Veränderungen der Biele oberhalb Ziegenhals sind von uns bereits (1932, S. 197—201) behandelt.

Auffällig ist heute noch das über ein Kilometer breite Bieletal, das sich mit schwacher Ablenkung nach Westen nordwärts durch die plattenförmig absinkende Landschaft erstreckt.

Der ältere Bielelauf nördlich Preiland bis nach Neiße hin scheint östlich von dem heutigen gelegen zu haben, aller Wahrscheinlichkeit nach beeinflußt durch die Gebirgsrandschotter. Wie die beigegebene Übersichtskarte zeigt, findet das Bieletal seine Fortsetzung nach einer kurzen Abbiegung nach Osten in einem S—N gerichteten breiten Talzug, dem heutigen Neißetal.

Wir haben zunächst dieses Tal nur verfolgt bis in die Höhe von Grottkau, wo es heute wiederum nach Osten abbiegt und über Löwen das Odertal erreicht. Seine gerade Fortsetzung nach Norden von der Gegend von Grottkau aus würde genau auf Brieg getroffen haben. Ob die dort in der Nähe des Bahnhofs liegenden groben Kiese zu einer solchen Konstruktion berechtigten, bleibt noch offen.

3. Die Glatzer Neiße und Freiwaldauer Biele in der Saaleeiszeit

Wenn auch die heutigen Landschaftsformen abgesehen vom kristallinen Gebirge erst durch die Saaleeiszeit geschaffen wurden, so konnten doch die älteren Züge im Antlitz der Erde nicht vollkommen verwischt werden.

Die beiden im Neißevorland bekannten Endmoränenzüge der Saaleeiszeit sind von uns schon früher dargestellt (1932, S. 193). Auf ihren Verlauf im einzelnen kann infolgedessen auf die Übersichtskarte verwiesen werden. Es wird nur noch einmal betont, daß der südliche Bogen — die Gießmannsdorfer Endmoräne — eine Vorstaffel des großen Münsterberger-Boitmannsdorfer Hauptzuges ist, für den die Höhen bei Würben nur eine Etappe auf dem Rückzug bildeten. Auffällig ist, daß die südliche Vorstaffel sich wesentlich näher an das heutige Neißetal verfolgen läßt, als die Hauptendmoräne. Dagegen finden wir östlich der Neiße zwischen Groß-Mahlendorf und Kirchberg bis nach Falkenberg hin eine Häufung von Endmoränenaufschüttungen. Hier scharen sich die Gießmannsdorfer und Münsterberg-Boitmannsdorfer Endmoränen. Wie die Fortsetzung von Falkenberg aus weiter östlich sich entwickelt, bleibt noch zu untersuchen (Tafel 43, Figur 6).

Die Einwirkungen des Inlandeises auf den Untergrund beschränkten sich bekanntlich nicht allein auf die Aufschüttungen und Aufpressungen von Endmoränen an den Stillstandslagen, sondern führten ganz allgemein schon bei dem Vorrücken zu vielen kleinen Schwellenbildungen. Diese entstanden teils durch Aufpressung der obersten Bodenschichten, teils durch geringmächtige Aufschüttungen. Die durch die Schwellen hervorgerufenen hydrographischen Verhältnisse zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Endmoränenverlauf, die sich aus dem genetischen

Zusammenhange erklärt. In der beigegebenen Übersichtskarte sind nur einige wesentliche Schwellen zur Darstellung gebracht worden. Im übrigen kommen sie zum Ausdruck durch den Verlauf einer Reihe paralleler, ungefähr ostwestlich gerichteter Täler zwischen dem Kryhnbachtal und dem der Neiße. Hier konnte sich das vordringende Inlandeis besser entwickeln, als zwischen dem Ohletal und dem Kryhnbachtal, wo der kristalline Horst des Rummelsberges ein erhebliches Hindernis bot. So kam es im Ohletal und auch im Kryhnbachtal zur Bildung einer Reihe von Querriegeln. Die Einwirkung des Eises auf das kristalline Gebirge bekunden ein großer Gletschertopf (Behr, 1911, S. 304) auf der Ostseite des Rummelsberges in dem Quarzitschieferbruch bei Crummendorf und Gletscherschrammen auf den Köpfen des Basaltes von Taschenberg bei Heinrichau. Ihre Richtung beträgt N 20° O (Tafel 44, Figur 7).

Glaziale Schichtenstauchungen kann man häufig beobachten, so in der Sandgrube bei der Fasanerie Heinrichau, ferner in einer Sandgrube auf dem Wege von Schildberg nach Neobschütz und in den Kiesgruben bei Wammen am rechten Ohleufer. Hier werden diese Schichtenstörungen horizontal überlagert von Gebirgsrandschottern, die vom Rummelsberge herabkommen. Diese Schotter schließen unregelmäßig verstreut große Blöcke und tertiäre Tongerölle ein. Die einheimischen Blöcke und Gerölle sind wenig abgerollt im Gegensatz zu den nordischen. Die groben Schotter sind schmutzig trübe, die darunterliegenden Sande klar.

Infolge der Hemmung, die das vorrückende Eis durch den ihm entgegenstehenden Rummelsberg erfuhr, sind die Endmoränen im Süden hiervon schwächer entwickelt, als weiter im Osten, wo keine Hindernisse sich entgegenstellten.

Der Verlauf der Wasserläufe mußte notwendig durch die veränderte Topographie beeinflußt werden. Den Aufschüttungen und Aufpressungen am Rande des Inlandeises folgten Verlegungen der Wasserscheiden.

Durch die Gießmannsdorfer Endmoräne, die sich mit ihren westlichen Ausläufern an die Höhen von Stolz anlehnt, und durch die Nordwest—Südost gerichtete Tonschwelle zwischen Kunzendorf und Bahnhof Kamenz wurde der Neißelauf nach Norden abgeriegelt. Alle die Wässer, die auf der Nordseite der neuentstandenen Wasserscheide entsprangen, fanden noch die Anlage des alten Neißelaufes zwischen Münsterberg und Strehlen vor und furchten das alte Tal wieder aus. Freilich verbauten Schwellen in der Gegend von Wammen den Abfluß nach Westen und auch von Saegen nach Kuschlau zu sperrten, wenn auch kleine Höhen, den Weg nach Norden. Die Wasser mußten sich daher durch den Granit von Strehlen einen Weg bahnen und nach Osten abbiegen.

Bereits als das Eis zur Saaleeiszeit auf der Linie Stolz—Gießmannsdorf lag, sammelten sich die Abschmelzwässer in der davorliegenden Wanne, die freilich sowohl in ihrem Kamenzer Anteil, wie auch in dem größeren Patschkauer Anteil als tektonisch vorgebildeter Graben bestand.

Den Neißetalgraben kann man daher auch als Analogon zu den sogen. Urstromtälern Norddeutschlands stellen. Aus dieser Zeit stammen die Kiese, die bei Baitzen und auch auf dem Glimmerschieferriegel bis nach Schrom hin verstreut liegen, als Zeichen, daß hier das Wasser über die Glimmerschieferbarriere floß. Es ist durchaus möglich, daß zu Beginn der eisfreien Zeit teilweise das Wasser auch den Glimmerschiefersockel beim heutigen Bahnhof Kamenz umfloß. — Mit dem fortschreitenden Durchbruch des Glimmerschiefer-

riegels bei Baitzen (Erl. Kamenz, S. 20) wurden die Kiese des Kamenzer Beckens ausgeräumt und in das Patschkauer Becken verlagert. Damit hat die Neiße endgültig ihren Lauf nach dem Patschkauer Becken verlegt. Sie tritt seitdem in das Flußsystem der Biele ein (Tafel 44, Figur 8).

Es war gegeben, daß beim Rückzuge des Inlandeises die Wasser dem alten Tale der Biele folgen mußten. Aus einem toten Tale zwischen Voigtsdorf und Oberrosen (Bl. Arnsdorf) ergibt sich, daß zeitweise die Wasser im Stadium des Rückzuges des Inlandeises, während es den Weg nach Norden versperrte, nach dem Kryhnbachtale abgeflossen sind. Daraufhin deutet auch die auffällig große Terrassenebene in der Gegend von Alt-Grottkau, die mit einer deutlichen NW—SO-Richtung an die Hochfläche stößt, und deren Anlage in jene Zeit zurückreichen muß. Die horizontalgeschichteten Kiese dieser Terrasse zeichnen sich durch ihren geringen Gehalt an Nordikum aus. Der zeitweilige Abfluß nach dem Kryhnbachtale wurde während der Oszillation wieder mit Geschiebelehm ausgekleidet.

Vor der Anlage der Schwelle von Kuschlau bei Strehlen scheint der Kryhnbach auch nach dem Lohetal abgeflossen zu sein.

Mit dem völligen Abschmelzen des Inlandeises entwickelte sich der Neißelauf in seiner heutigen Richtung nach der Oder hin. Die Größe des Neißetals, wie sie sich aus den weiten Terrassenflächen auf der linken Seite des Tales ergibt, deutet auf die gewaltigen Wassermengen, die hier einst abflossen, und erklärt zugleich die völlige Zerstörung eines Teiles der Münsterberg-Boitmannsdorfer Endmoränenstaffel. Diese Zerstörung fällt in die Zeit des Neißeabflusses nach dem Kryhnbachtale, in der die höhere Terrasse bei Alt-Grottkau entstand, und in die Bildung der jüngeren, nur von Löß bedeckten diluvialen Terrasse. —

Wir sind durch jahrelanges Sammeln von Beobachtungen zu unsern Ergebnissen gekommen. Es ist daher erklärlich, daß wir zu anderen Schlüssen gelangen mußten als P. WOLDSTEDT (1932). Wie sich aus einem Vergleich der beiden Übersichtskarten ergibt, stellt sich der Verlauf der Endmoränen westlich der Neiße wesentlich anders dar, als P. WOLDSTEDT annehmen zu müssen glaubte, auch dort, wo er selbst keine Zweifel äußerte. So ist z. B. der von ihm angenommene Endmoränenzug von Grottkau nur eine von den vielen kleinen Schwellen, die sich hier beim Vorrücken des Inlandeises bildeten, die man aber auf keinen Fall als Endmoräne ansprechen darf, abgesehen davon, wie oben gezeigt ist, daß keinerlei Verbindung mit dem von uns festgelegten klaren Endmoränenzuge von Münsterberg—Boitmannsdorf—Falkenberg besteht. Ebenso darf man nicht auf dem Bl. Grottkau zum Alluvium der Neiße die mit Löß bedeckte diluviale Terrasse rechnen.

4. Zusammenfassung

Die Abwässer aus den Sudeten flossen während der ersten Interglazialzeit nach Norden ab, so die Neiße, so die Biele. Die Verbindung zwischen dem Neiße- und dem Bielelauf, wie sie heute besteht, ist eine Folge der Vorgänge zur Saaleeiszeit.

Literatur

BEHR, J.: Über Glazialerscheinungen am Rummelsberg in Schlesien. — Dies. Jb. 32, S. 301—305, 1911.

— & KÖHLER, R.: Beitrag zur praktischen Auswertung der Bodenanalyse. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., H. 11, 1930.

— & VON ZUR MÜHLEN, L.: Zur Gliederung und Altersstellung des oberschlesischen Randdiluviums. — Dies. Jb., S. 133—207, 1932.
Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, nebst Karten. Lief. 189, Lief. 210 und Lief. 273.
a) Bl. Camenz. BEHR, J., 1932.
b) Bl. Frankenstein, FINCKH, L., 1932.
c) Bl. Jordansmühle, TIETZE, O., 1914.
d) Bl. Marienau, BEHR, J. & TIETZE, O., 1919.
e) Bl. Nimptsch, TIETZE, O., 1919.
f) Bl. Strehlen, BEHR, J., 1919.
g) Bl. Tepliwoda, MEISTER, E., 1932.
h) Bl. Wäldchen, BEHR, J., 1914.
FRECH, F.: Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. — Zbl. Min. usw. 1915, S. 417.
FRIEDRICH, E. G.: Die glazialen Stauseen des Steinetals bei Möhlten und des Neißetals zwischen Wartha und Kamenz. — Ges. Erdk., Berlin 1906.
LEPPLA, A.: Zur Frage des glazialen Stausees im Neißetal. — Z. deutsch. geol. Ges., 58, S. 111—114, Berlin 1906.
SCHNEIDER, O.: Geologisch-agronomische Karte der Gegend südöstlich von Brieg nebst Erl. Berlin 1910.
SINGER, F.: Die Keramik im Dienste von Industrie und Volkswirtschaft. — S. 19, Braunschweig 1923.
WOLDSTEDT, P.: Über Endmoränen und Oser der Saale- (Riß-)Vereisung in Schlesien. Z. deutsch. geol. Ges. 84, S. 78—84, Berlin 1932.
ZEUNER, F.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neiße. — Diss., Breslau 1928.

Druckfertig eingereicht am 6. Mai 1932.
„Imprimatur" erteilt am 5. August 1932.

Zur Paludinensystematik

Eine Antwort an D. Geyer

Von V. Franz, Jena

In diesem Jahrbuch, **52**, S. 284—302 (1931), hat Herr Dr. h. c. David Geyer einen Aufsatz veröffentlicht, der mich zur Abwehr aufruft.

Um von vornherein möglichst eine Atmosphäre allseitiger Objektivität zu schaffen, möchte ich zur ersten Seite von Geyer's Aufsatz folgendes sagen: der Gang meiner 1928a veröffentlichten Untersuchung — diese ist es, gegen die Geyer sich wendet — war n i c h t der, den man aus seinen Zeilen herauslesen muß, daß ich zunächst Geyer's Anschauungen über Schalencharaktere z. B. bei *Paludina diluviana* „b e k ä m p f t" (Sperrung bei Geyer) und sodann über die Verneinung hinaus Beziehungen zwischen *diluviana* und anderen, *fasciata*-fremden Formen aufgestellt hätte. Meine Arbeit ist ganz anders motiviert (vgl. 1928a, S. 16/17): als ich an eine Verneinung von Beziehungen zwischen *diluviana* und Spezialformen von *fasciata* noch gar nicht dachte, sondern solche in Übereinstimmung mit Kunth, Hilbert, Kobelt, Geyer und anderen noch suchte, d a bemerkte ich, nach zweijährigen Bemühungen in jener Richtung, die m. E. viel engeren Beziehungen zwischen *diluviana* und den oberitalischen rezenten Formen *pyramidalis* und *atra*. Dieses Ergebnis ließ sich natürlich nicht anders darstellen als unter Bekennung der Abweichung von a l l e n Autoren der früheren Ansicht, und unter ihnen ist einer auch der allseitig hoch verehrte Dr. h. c. D. Geyer. Die Abweichung von ihm, welche seinen Aufsatz hervorrief, bezieht sich nur auf wenige Worte (3 Sätze) von ihm und n u r auf die besagten Paludinen, nicht auf seine gesamten Anschauungen über Schalencharaktere.

In dem einen der drei Sätze hatte Geyer gesagt, nach Kobelt stimmten *Paludina diluviana* und die rezente Lokalform *penthica* der Spezies *fasciata* überein. In einem zweiten Satze hatte er selber diese Identifizierung ausgesprochen in Verbindung mit der Auffassung der beiden genannten Formen als Reaktionsformen raschfließender Ströme. Im dritten Satze, dem ich teilweise zustimmte, hatte Geyer auf besonders dickschalige, nach seiner Meinung an *diluviana* erinnernde *fasciata* aus der Weichsel hingewiesen und (worin ich ihm nicht folgte) auch diese als Reaktionsformen starker Strömung aufgefaßt. (Vgl. Franz, 1928a, S. 12, 15 und 82.)

Um nun seine Ansicht (1918), *Paludina diluviana* lasse sich der Species *faciata* als Reaktionsform schnellfließender Ströme einordnen und lebe als solche noch heute in der Unterelbe *(penthica)*, zu verteidigen, schlägt Geyer nach Anführung meiner davon abweichenden Hauptergebnisse zunächst den etwas ungewöhnlichen Weg ein, durch einige sehr allgemeine Äußerungen über meine Arbeitsweise die Ergebnisse derselben in ein ungünstiges Licht zu setzen. Er

überschreibt dieses Kapitel „Die Methode", und das heißt, er wolle zunächst meine, dann seine Methode darstellen. Er spricht jedoch von der meinigen kaum, fast gar nicht, sondern führt stattdessen folgende 4 Punkte an:

In seinem Punkt 1 geht er über meine Variationsstatistik mit wenigen Worten hinweg, doch eins entnimmt er aus ihr: daß zu befürchten sei, ich könne infolge derselben den Blick für die Formen — den ich für außerordentlich wesentlich erachte — nicht haben. Es wird also von vornherein eine wichtige Fähigkeit für meine Arbeit bei mir bezweifelt.

Kann man darüber noch rechten? Jawohl, ich kann es und darf sagen, daß ich Blick für Schneckenformen und für die feinen Krümmungsunterschiede, um die es sich dabei hauptsächlich handelt, sehr wohl habe, ganz besonders bei den Paludinen nach sechsjähriger Spezialarbeit mit ihnen. Ich stehe für die größte Verantwortlichkeit aller meiner Äußerungen über Schalenformen ein.

Auch stehe ich den „Schöpfungen des quellenden und fließenden Lebens" nicht fremd gegenüber, wie Geyer in denselben Zeilen meint, während er von sich selbst auf der folgenden Seite sagt, daß er es fünfzig Jahre lang beobachtet habe. Das habe auch ich mein Leben lang getan.

In seinem Punkt 2 findet Geyer die von mir vermutete Thermophilie von *Paludina atra* im Gardasee unzureichend begründet und knüpft an diesen Fall und einen zweiten, den ich als weniger wesentlich und hier zu weit führend übergehe (man kann es bei Geyer und bei mir nachlesen), das Urteil, es sei „eine methodische Gepflogenheit, wie F. in seiner Beweisführung sich über Lücken und Hindernisse hinwegsetzt", und es sei dies eine „unwissenschaftliche Behandlungsweise".

Was würde Geyer wohl sagen, wenn ich an seine oben erwähnte Ansicht, die ich, wie ich genau darlegte, für unzureichend begründet und von mir widerlegt erachte, diese Allgemeinurteile geknüpft hätte?

Ich will aber einmal unterstellen, auch meine Ansicht vom Koinzidieren häufiger Dickschaligkeit mit relativer Klimawärme gehe fehl, und meine Argumente dafür seien so schwach, wie Geyer sie einschätzt (näheres über diese Frage unten), so war die Suche nach einer neuen Erklärung für dickschalige Paludinenpopulationen für mich veranlaßt, nachdem die einzige vorherige Erklärung (Wasserbewegung) für mich im Formenkreise der in Rede stehenden Paludinen nicht mehr annehmbar war. Es kann eben bei der exaktesten Untersuchung vorkommen, daß Vermutungen auftauchen, für die man zunächst nur wenige Argumente findet oder — in Geyer's Sinne — zu finden meint. Das ist also wissenschaftlich, wenn man mit der Behauptung der Sicherheit zurückhält, und das habe ich mit „augenscheinlich", „wahrscheinlich", „Vermutung", „ich kalkuliere" usw. getan. Eine „Gepflogenheit" ist es nicht.

Geyer's Punkt 3 ruft als Ganzes bei mir keine Abwehr hervor, denn in ihm berichtet der Autor, daß ich die Ansichten bzw. Abbildungen von neun Autoren, darunter Geyer, kritisiere und zwei anderen zustimme, womit gemeint zu sein scheint, es sei klar, ich hätte es umgekehrt machen müssen. Ich glaube nicht, daß das bei Geyer sehr überzeugend wirkt (übrigens ist seine Auswahl der Autoren sehr eklektisch), komme aber auf einen Spezialpunkt daraus unten zurück.

In seinem Punkt 4 sagt Geyer, in meiner Darstellung „fallen ferner die Seitensprünge ins theoretische Gebiet auf". Meine von ihm dafür zitierten Ausführungen über Geno- und Phänotypisches stehen aber in

meinem Kapitel „Rückblick und Kombination“ und sind ein Teil des Ziels meiner Arbeit. Von Seitensprüngen kann nicht die Rede sein.

Nach diesen seinen Vorbetrachtungen, denen ich jegliches Ergebnis absprechе, geht der Autor zur Betrachtung der Sache über, aber auch da laufen noch Angriffe unter, die ich aufs entschiedenste von mir weise.

So sagt er, daß ich den phyletischen Zusammenhang zwischen *diluviana* und *penthica* „mit Aufbietung von Verdächtigungen“ bestreite, wofür er zur Erläuterung meine Worte zitiert: „Kobelt findet also die Übereinstimmung[1]) zwischen *diluviana* und *penthica* nur bei passend herausgegriffenen Exemplaren.“ **Niemand darf mir nachsagen, daß ich Verdächtigungen aufböte.** Das in jenen Worten Gesagte ist eine vorher ausführlich von mir belegte, unleugbare Tatsache, deren Hervorhebung außerordentlich wichtig bleibt und nicht einmal eine Bemängelung des von Kobelt Gesagten enthält. Ich habe damit klar und deutlich herausgearbeitet (1928 a, S. 11/12), was Kobelt über die Form-Ähnlichkeit zwischen *diluviana* und *penthica* gesagt hat, und daß dies von anderen, darunter Geyer, in einer zu bestimmten Form (*penthica* stimme nach Kobelt mit *diluviana* überein) referiert worden ist. Diese meine Korrektur an der Berichterstattung mehrerer Autoren über Kobelt ist nicht widerlegt noch widersprochen worden, sie bleibt vollauf bestehen, und das wird nicht anders, wenn einer dieser Autoren mich durch ein Verhalten, für das ich keinen Ausdruck finde, abzuschütteln versucht.

An einer andern Stelle, wo Geyer nachzuweisen versucht, daß es mit der von mir behaupteten Schlankheit und Abgeflachtheit von *pyramidalis* und *atra* nichts sei, sagt er, daß Franz „den Ausweg findet, die nicht schlanken und nicht flachen Schalen seien ‚durch Deformation breit‘“. Hat sich Herr Dr. Geyer wohl überlegt, daß er damit mich verdächtigt? Meint er, eine so bestimmt gehaltene Angabe von mir mit so wenig Anhaltspunkten seinerseits wissenschaftlich umdeuten zu können, wie es in seine Anschauungen paßt? Es handelt sich da um ein einziges, von mir völlig unmißverständlich neben anderen abgebildetes Exemplar (nicht Schalen), das ich in Unterschrift, Text und Tabelle übereinstimmend als deformiert bzw. durch Deformation breit bezeichne. Von einem „Ausweg“ kann keine Rede sein. Das Exemplar, im Besitz des von mir genannten Sammlers, zeigt ganz deutlich eine fast ringsum gehende Jugend-Mündungsrandverletzung und an ihr beginnende, die einzig dastehende Breite voll erklärende Deformation.

Des weiteren möchte ich daran erinnern, daß Zitate außerhalb ihres Zusammenhanges bekanntlich ein ganz falsches Bild geben können, und ich erkenne in zahlreichen Geyer'schen Zitaten aus meiner Arbeit mich nicht wieder.

So sucht Geyer die Abflachung jener Schnecken als Arteigenschaft auch dadurch zu widerlegen, daß er bei mir „gelegentlich“ (G.) die Worte findet: „Die Abflachung, wenn vorhanden, ist noch nicht den jüngsten Umgängen eigen...“. Ich will mich nun in diesem meinem Aufsatze nicht dagegen wenden, daß Geyer die in jenen Worten erwähnte Tatsache (m. E. irrtümlich) als ökologisch bewirkt deutet. Aber seine noch zweimalige Wiederholung „wenn vorhanden“ bzw. „Angenommen, sie sei ‚vorhanden‘“ sucht

[1]) Sperrung bei mir 1928 a, nicht bei Geyer.

eindringlich darzulegen, ich hätte gelegentlich zugegeben, die Abflachung sei nicht regulär vorhanden. Dagegen steht mein „wenn vorhanden" in einem Kapitel über alle Paludinenarten meines Materials, will also für die dort folgenden Zeilen die nicht abgeflachten Arten *(vivipara* und *fasciata)* ausschließen, und bei einem genügend der Sache nachgehenden Lesen ist das völlig unmißverständlich.

Man sieht also wohl schon an diesem Beispiel, daß meine Meinung und Darlegung nicht so widerspruchsvoll ist, wie Geyer sie auffaßt und darstellt.

Es würde nun viel zu viel Raum in Anspruch nehmen, wollte ich alles richtigstellen, was ich an meinen Ansichten durch Geyer's Zitate entstellt finde, indem sie entweder an ungeeigneter Stelle stehen, oder einem Zitat der wichtige nächste Satz fehlt, oder indem sie durch Kürzungen ohne Kürzungszeichen bzw. durch ungekennzeichnete seinerseitige Sperrungen oder Sperrungsunterlassungen verändert sind. Drei Beispiele wird man mir noch gestatten.

Gegen meine schon oben erwähnte Hypothese Dickschaligkeit—Thermophilie bringt Geyer an einer späteren Stelle seines Aufsatzes längere Ausführungen, die er mit meinen Worten abschließt (bei Geyer ohne das Wort „aber", sonst ungekürzt und sogar gesperrt): „Wir haben aber ... keine Beobachtung dafür, daß Wärme die Schalendicke direkt ... erhöhen könnte". Damit scheine ich allerdings durch meine eigenen Worte geschlagen. Der Ton liegt jedoch in meinem nicht gesperrt gedruckten Satze auf „direkt"; hiermit und mit dem nächsten Satze („, daher ...") wird die Auffassung eine ganz andre (dickschalige spontane Mutanten vermutlich nur bei genügender Klimawärme lebensfähig).

Vom südosteuropäischen Formenkreise soll ich, obwohl er nur „in Stichproben" mir vorlag, gesagt haben, er sei „sicher" *pyramidalis*nahe. Nein, meine Worte „mir sicher: im folgenden ..." beziehen sich nur auf das damals mir vorliegend gewesene Material oder die Stichproben, und eben deshalb habe ich die Möglichkeit von *fasciata* im ehemals zaristischen Rußland von Anfang an zugelassen (1928 a, S. 112): „und durchschaue zwar noch nicht, wie weit diese deutsche Art in jenes Gebiet hineinragt". Letzteres entsprach der bis damals erschienenen Literatur.

Schließlich möchte ich meine Gegenüberstellung Kobelt—Clessin, die in Geyer's oben erwähntem Punkt 3 durch zersprengte und ohne Kürzungszeichen gekürzte Zitate fast unkenntlich wiederkehrt, ins richtige Licht setzen. Dabei gebe ich zu, meine eigentliche Meinung wenigstens für manchen Vertreter der Ansicht, *diluviana* lasse sich *fasciata* einordnen, vielleicht nicht scharf genug herausgearbeitet zu haben. Ich korrigiere also in diesem Sinne mich selbst und wollte folgendes sagen: in Kobelt's Paludinenarbeiten vermisse ich, wie ich mit bestimmten Einschränkungen hervorhob und es zum Teil belegte (auch 1928 a, S. 83) — bei der Aufstellung von „Formen" den kritisch-systematischen Gesichtspunkt, an den meine Generation inzwischen durch Clessin's Deutsche Exkursions-Molluskenfauna längst prinzipiell gewöhnt war, und durch den Clessin's Fauna von Österreich-Ungarn auch bezüglich der dortigen schwierigen Paludinen ein guter, obwohl gemäß den damaligen Kenntnissen selber noch tastender Leitfaden für mich war. Welche Varietäten bzw. formae die hervorhebens- und benennenswertesten seien, dafür hatte Clessin ein feines, wiewohl manchmal noch unsicheres Gefühl, und daß darauf die Bedeutung oder die Brauchbarkeit und der Wert

seiner Fauna beruhte, dies meinte ich allen Jüngeren als historisches Faktum vor Augen stellen zu dürfen.

„Natürlich dürfen wir auch einem Clessin nicht blindlings folgen", sagte ich in gleichem Zusammenhange (1928a, S. 23, in der längeren Fußnote), aber methodisch, in der Auffassungsweise fühle ich mich ihm näher als einem Kobelt (dessen Vermächtnis sehr wohl auch seine Werte hat, von mir mit einigen Worten angedeutet, die Geyer wegließ), und bezeichne als mein erstes Ziel (S. 6, dort ausführlicher): „auch *Paludina diluviana* an der richtigen Stelle" (von *fasciata*, wie ich im Anfangsstadium meiner Studien gemeint hatte) „unterzubringen". — Unten werde ich nochmals auf diese methodische Grundauffassung zurückkommen.

Bei Geyer's Ausführungen zur Sache muß ich mir ein Eingehen auf vieles Kompliziertere versagen, weil es unersprießlich ausfallen würde. Einiges Einfachere kann gestreift werden. Ich kann es mir allenfalls vorstellen, daß ein an anderem und, wie ich vermuten muß, weniger geeignetem Material als dem meinigen orientierter Forscher sich meine Ausführungen über den Apex nicht zu eigen machen kann (der halbspitze Apex von *pyramidalis* ist indessen durchaus nicht neu), aber wenn Geyer auch nach meinen Ausführungen noch die Schlankheit und Abflachung, auf der der Name *pyramidalis* beruht, und die etwas schwächere von *atra* durchweg vermißt (seine Worte, S. 294; vermißt er auch die von *diluviana?)*, so ist mir ein so verschiedener Blick zweier Forscher viel überraschender; ebenso, daß die Abflachung, „wenn vorhanden", eine selbstverständliche Folge der Gewindeverlängerung sein soll (*fasciata* bleibt bei Gewindeverlängerung deutlich bauchiger!, vgl. z. B. Franz, 1928a, Fig. 14 mit Fig. 13). Natürlich muß die Entscheidung über solche hier nicht ausgleichbare Meinungsverschiedenheiten einfach der Zukunft überlassen bleiben. Es gehört nicht viel dazu, wenn ich sage, daß ich meiner Sache in diesen Punkten völlig sicher bin, da meine Auffassungen durchaus nicht neu sind.

Geyer negiert auch den Unterschied der Schalendicke zwischen *pyramidalis* und *atra* und die artliche Verschiedenheit beider. Aus der Aufzählung der ihm vorliegenden (nicht selbstgesammelten) 8 Funde mit Angaben über die Verhältnisse der Fundorte — leider ohne Angabe auch nur der Farbe der Gehäuse, noch ihrer Anzahl und genauerer Einzelheiten über Form, Größe, Gewicht und Erhaltungszustand (lebend oder [Fund 3] tot gesammelt?) — geht hervor, daß sie zum Teil (Fund 1, 2 und wahrscheinlich 3) aus der Bastardpopulation herrühren, in der natürlich — und nach meinen Befunden — der Artunterschied sich (nicht völlig) verwischt; andere (Fund 7 und 8) sind wahrscheinlich rein *pyramidalis*; was die übrigen Funde enthielten, und ob auch reine *atra* vorlagen, ist nicht erkennbar.

Es ist nicht möglich, hier objektiv zu erörtern, ob Geyer von Stuttgart aus den ökologischen Gesamtcharakter des Gardasees und den meiner Fundorte wirklich so viel richtiger, wie er meint, beurteilt als ich[2]). Ich sehe so viel, daß meine Darstellung nicht hinreichte, ihn richtig zu informieren („Schlick" in meiner Arbeit ist kein Faulschlamm, wie es G. vielleicht auffaßte [da er auf solchem dunkle Schalen erwartet], sondern nach meiner Erinnerung wäre

[2]) Der Gardasee „wurde von den Gletschern weniger betroffen . . ."? (Geyer, S. 300.)

es eher ein feiner, bis staubartiger, gelblichweißer, reiner Kalksand. — Einzelne Gehäuse am Ufer beweisen nicht Brandung, wo ich wochenlang das Gegenteil sah, während an bestimmten anderen Stellen des Sees eine tägliche starke Brandung regulär ist. — Der Mincio und auch schon der ausfließende Seeteil hat sehr schnellen bzw. starken Strom). Geyer konnte scheinbare Widersprüche aus meiner Darstellung herauslesen, darum ist sein Urteil über meine Fundorte unsicher fundiert. Man wird es aber verstehen, wenn ich sage: bevor ich nun zu seinen Gegenausführungen erneut Stellung nehmen, d. h. mehr sagen könnte, als bisher geschehen, würde ich erst alles an Ort und Stelle wieder überprüfen und möglichst auch weitere Seestellen in Betracht ziehen wollen. Ich bin aber nicht in der Lage, dies zurzeit zuzusagen. Ersprießlich würde insbesondere auch die weitere Untersuchung an Ort und Stelle seitens eines Dritten sein.

Unersprießlich bliebe die weitere Verteidigung meiner Ergebnisse von 1928 a auch insofern, als ich seit dieser von Geyer besprochenen Arbeit zwei einschlägige weitere gebracht habe (1928 b und 1932), weshalb zwei Autoren aneinander vorbeiredeten[3]) und zurzeit besonders die umfangreiche letztere Arbeit über meine Ansichten und deren Fundierung Auskunft gibt.

Nur wenig sind in ihr meine Ansichten gegenüber 1928 a geändert. Dies betrifft besonders zwei Punkte:

1. Die 1928 a (S. 93) erwogene Möglichkeit einer Bastardpopulation zwischen *Viviparus pyramidalis* und *ater* im südlichen Gardasee wurde 1929 b zur völligen Gewißheit. Bastardierung liegt dort unbedingt vor. Denn das einzelne weibliche Tier, falls es in der Farbe schwarz oder intermediär ist, trägt beiderlei Embryonen — schwarze = *ater* und gebändert-helle = *pyramidalis* — in sich, womit ein mendelistisches Verhalten vorliegt (Einzelheiten s. 1928 b), und auch die (an den Embryonen noch nicht endgültige) Schalendicke adulter Exemplare, manchmal bei *pyramidalis*-Farbe sehr groß, oder bei *ater*-Farbe gering, in anderen Fällen umgekehrt, oder intermediär, verhält sich ganz wie selbständig mendelnd. Im Sinne der Bastardierungs-Annahme äußerte sich inzwischen auch Gaschott (1931), und es kann höchstens die Frage sein, ob zwischen (dann genotypisch [erblich]) verschiedenen Rassen oder Arten. Wegen des dreifachen Unterschieds — in Farbe, Gewicht (Schalendicke) und Abflachungsgrad — entschied ich mich für „Arten", was jedoch weitgehend Ansichtssache ist, sobald man den Begriff Genotypus anwendet[4]).

2. Der mir jetzt vollständiger bekannt gewordene, obwohl immer noch in relativ (zu manchen andern Gegenden) spärlichen Stichproben vorliegende südöstliche Formenkreis enthält nach meinen nunmehrigen Befunden und

[3]) Geyer's Aufsatz erschien nach Auskunft der herausgebenden Stelle als Sonderdruck am 6. Oktober 1931. Ich erfuhr von ihm erstmalig durch eine Anzeige im Februar-Heft des „Arch. Molluskenk.". Meine Arbeit 1932 erhielt im November 1931 ihr „Imprimatur".

[4]) Falls die beiden Formen miteinander nicht unmittelbar verwandt, d. h. falls die eine nicht Abkömmling der andern ist, wären sie eo ipso als verschiedene „Arten" zu bezeichnen. Falls sie jedoch in jenem Sinne unmittelbare Verwandte sind (und das wissen wir bis heute nicht genau, oder weiß es Herr Dr. Geyer? Der Beweis liegt noch nicht vor), könnte man nach Obigem von genotypisch verschiedenen Rassen, oder von „werdenden Arten", oder schlechthin schon von verschiedenen Arten sprechen. „Arten" ist also keinesfalls fehlerhaft. In jedem Falle sind es verschiedene Genotypen, und es ist wichtiger, sich hierüber zu verständigen, als über Benennungen wie „Rassen" oder „Arten" zu debattieren.

Deutungen stellenweise reine *fasciatus*, stellenweise Bastarde zwischen *fasciatus* und Formen des *pyramidalis*-Kreises, vielleicht bzw. in Einzelfällen *(hellenicus)* sicher bis zu *fasciatus*freien Formen des letzteren.

Was meine Arbeiten sonst enthalten, habe ich hier nicht vollständig anzuführen, doch darf ich sagen, daß ich völlig festhalte an der Artverschiedenheit zwischen *fasciatus* und *diluvianus* und an der demgegenüber näheren Verwandtschaft zwischen *diluvianus* und dem rezent südosteuropäischen (fossil mindestens von *leiostracus* unter den pliozänen Slavoniern, aber auch früher schon [*lentus* im Eozän u. a.]) erkennbaren *pyramidalis*-Kreise, zu dem auch (in Übereinstimmung mit Geyer, 1931, S. 294 unten) der rezente *hungaricus* gehört.

Fragen wir uns ferner, ob oder inwieweit meine 1932 veröffentlichten Ansichten durch die Ausführungen Geyer's von 1931 sich ändern können, so gebe ich gerne zu, daß manche seiner Einwände gegen meine Hypothese Dickschaligkeit—Thermophilie sich mehr oder weniger hören lassen und jedenfalls fortan auch von mir in Betracht gezogen werden sollen. So z. B. der Hinweis, daß die Dickschaligkeit der Melaniiden, der Neritinen und Lithoglyphen im Süßwasser sich aus der relativ näheren Meeresherkunft dieser Schnecken verstehen lasse (immerhin könnte man hier noch einwerfen, weshalb blieben diese Arten hauptsächlich auf tropische und subtropische Gegenden beschränkt?). Auch erfährt man mit Interesse, wie Geyer die großenteils dickschaligen Steinheimer Schnecken uns im Lichte ganz neuer Ansichten über ihr Habitat zu zeigen weiß: „Neben der besonderen Temperatur" der Thermalquelle „spielte die Bewegung des Wassers kräftig mit", und diese soll nun alle die Eigentümlichkeiten jener Schnecken *(Limnaea dilatata* und *Gyraulus multiformis)* hervorgerufen haben (vielleicht doch neben der Wärme?). Wenn das alles so bleibt, verliert ein Teil meiner Argumente an Gewicht.

Doch muß ich sagen, den Beweis für entscheidende Mitwirkung von Wasserbewegung auf Dickschaligkeit im Kreise unserer europäischen Viviparіden habe ich auch bei Geyer noch nicht vorgefunden; einige, geringe Möglichkeiten in dieser Hinsicht, fast nur durch Wägung und Messung aufweisbar, und mehrere Gegenbeispiele notierte ich 1932 (S. 109 und 150), eine Anzahl weitere Gegenbeispiele schon 1928a (S. 81 und 105). Alles in allem erscheint mir die Hypothese Dickschaligkeit—Thermophilie immer noch nicht unbegründet und mindestens diskutabel, bis auf weiteres also möglich. Im Falle des *Viviparus ater* konnte ich 1928a meine von Geyer ironisierend (wie ich verstehe) wiederholten Worte „Messungen der Temperatur des Bodenwassers können nicht schwer auszuführen sein; ..." deshalb gebrauchen, weil bei ihrer Niederschrift solche Messungen bestimmt geplant waren. 1928b veröffentlicht[5]), zeigen sie objektiv, was ich vorher beim täglichen Baden empfunden hatte, daß der nördliche, von *ater* freie Gardasee deutlich kühler befunden wurde *(pyramidalis*-bewohntes Bodenwasser sogar von 15,2° C an bis 22,3°, im südlichen Gardasee bis 23,8°) als der südliche (Bodentemperatur der *ater*-Stellen 20,7—23,5°). Hinzu kommt, daß besonders dickschalige, zwar kaum reine, sondern mit *pyramidalis* bastardierte Individuen neben dünnschali-

[5]) Eine kleine Ergänzung 1932, S. 130, Fußnote. — Ein Versehen 1928b, S. 89, Fußnote 2 (Ora = der tägliche Mittags-Nord- statt Südwind) mit ½ Zeile Schlußfolgerung wolle man entschuldigen und nicht auf grobe Unkenntnis (nach vielwöchigem Aufenthalte am dort genannten Orte [Riva]) zurückführen.

geren, die eben nur die Schalendicke des *pyr.* ererbt haben, am südlichen Seerand vorkommen (teilweise wohl in Übereinstimmung mit GEYER, S. 249, Fund 3), wo das Wasser ähnlich wie bei Sirmione als sehr warm empfunden wird und vielleicht durchschnittlich das wärmste des ganzen Sees ist. Zumal wenn man nun gar annimmt, was wohl immer wahrscheinlicher wird (auch wegen gleicher Chromosomenzahl, 1932, S. 157), ungeachtet, daß ich es noch nicht als sicher hinstellte, daß *ater* (die auf den Gardasee beschränkte Viviparide) im Gardasee aus *pyramidalis* entstanden sei, aber auch ohne dies spricht demnach viel dafür, daß ihre Dickschaligkeit mit der Wärme irgendwie zusammenhing, und bleibt gerade diese Schnecke eine Stütze meiner Ansicht.

Freilich lebt anderwärts *pyramidalis* in noch größerer Wärme (bei Mantua in bis 29½° warmem, ganz flachem Uferwasser), und ich könnte keine sichere Auskunft darüber geben, weshalb dort nicht auch *ater* auftritt (Wasser zu flach, zu großer Temperatur-Wechsel?), oder weshalb er dort auch in einiger Tiefe fehlt (zu viel Faulschlamm?); so stehen noch Gründe und Gegengründe einander gegenüber[6]) und wird die interessante Schnecke *ater* den Forschern wohl noch manche Arbeit abverlangen, bis man ihre Kausalität einstimmig und völlig sicher beurteilen kann. Auch muß ich sagen, daß meine Temperaturmessungen speziell in der Bucht von Garda mich nicht voll befriedigen können, sondern ich mußte erfahren, daß sie für verbindliche feinere Durchschnitts-Unterschiede doch in viel größerem Umfange ausgeführt werden müßten. Aber die Frage einer etwaigen häufigen Koinzidenz (nur davon habe ich gesprochen, nicht von einer durchgängigen) von Dickschaligkeit mit relativer Klimawärme ist auch in anderer Hinsicht kompliziert, denn wenn die Vermutung als eine allgemeinere zutrifft, so braucht sie an einem Einzelbeispiel nicht in voller Reinheit zu verifizieren zu sein. Solche Sachlagen gibt es; es gibt Regeln mit speziell bedingten Ausnahmen oder Abweichungen. Sollte aber die Vermutung fehl gehen und sich durch eine andere mit genügenden Gründen ersetzen lassen, so würde ich das mit lebhaftem Interesse entgegennehmen, auch wenn — was ich bisher durchaus nicht sehe — die GEYER'sche Vermutung (Wasserbewegung)[7]) endgültig dafür einträte. —

Ich bilde mir nicht ein, daß alle von mir aufgestellten Ansichten sogleich einstimmig Anklang finden müßten, noch daß alles an ihnen standhalten wird. Zwar habe ich mich um die größte Exaktheit bemüht, und darunter verstehe ich: 1. Genauigkeit schlechthin, 2., wo immer möglich, zahlenmäßige Genauigkeit, 3. (als Zusatz zu 1. und 2.): wo Sicherheit nicht erreichbar ist, ist Bewußtheit über den Umfang der Annahme-Möglichkeiten anzustreben und mithin keine Vermutung als wahrscheinlicher hinzustellen, als sie ist — oder erscheint. Aber die Erwägung der Annahme-Möglichkeiten ist von vornherein eine Taxierung, und eine solche kann prinzipiell auch fehlgehen. So ist

---

[6]) Auch GASCHOTT's Notierungen bleiben beachtlich; er meint, die Wassertemperatur übe auf die Verbreitung von *ater* keinen Einfluß aus. Doch notiert er, daß nur *pyramidalis* auch unter 10 m Tiefe herabgeht; und daß das Wasser des Sees unterhalb 10 m kühler wird, notierte GARBINI (1897, S. 22/23) ausnahmslos (pro 10 m durchschnittlich um 1,9°).

[7]) Es ist mir überraschend, daß (GEYER, S. 294, Fund 3, dickschaligste Exemplare) hervorgehoben wird, der tägliche Südwind rufe am Südrand des Sees Wellen hervor, wenigstens wenn das bedeutende Wellen sein sollten; solche habe ich dort (4—5 km weiter östlich), wo ich badend ebensolche Paludinen fischte, nicht bemerkt (geschweige Brandung).

niemand vor Fehlschlüssen sicher, und jeder weiß, daß er bei der Weiterarbeit zu Präzisierungen und Selbstkorrekturen kommen kann.

Insbesondere bin ich darauf gefaßt, daß es überraschend erscheinen wird, wieviele weitere, allerdings durchgängig nur als „vermutet" oder „wahrscheinlich" bezeichnete Bastardpopulationen zwischen europäischen Arten von *Viviparus* ich mit guten, ausführlich dargelegten Gründen aufzufinden meine, und daß mancher, vielleicht jeder Autor, der diese Formen bisher anders angesehen hat, mir entgegentreten wird. Aber ich halte diesen neuen Weg für geboten, z. B. auch bei den Anodonten (nach einer im Druck befindlichen Arbeit meines Doctoranden Möller), vielleicht auch bei einigen anderen Süßwassermollusken (wie 1928b angedeutet), und Bastardpopulationen sind auch sonst weder in der Botanik noch in der Zoologie noch speziell bei Binnenmollusken (Cepäen) etwas Unerhörtes. Keinesfalls kann man — mit Rücksicht auf *pyramidalis-ater* — Bastardierungen bei *Viviparus* völlig abstreiten.

Auch kann ich nur bei einem gewissen Optimismus hoffen, auf dem Wege meiner Variationsstatistik, und zwar der methodisch verbesserten Morphometrie von 1932, bald einige Nachfolger zu finden. Dabei überschätze ich sie wohl nicht, sondern wie sie sich mit dem einfachen (wenn man von sich selbst spricht) oder mit dem „durch Beobachtung und Übung geschärften" (G. bezüglich Kobelt's) Blick ergänzen muß, ist nun oft genug von mir, von Geyer mit meinen Worten, und von anderen Biometrikern hervorgehoben worden. Es wäre aber nach meiner Ansicht wirklich gut, wenn man sich an exakte Wägungen, Messungen, Index-, Mittel- und Formelberechnungen wenigstens bis zu einem gewissen Grade in der Weise gewöhnte wie ich. Es ist das eine nicht sehr große Mühe im Verhältnis zu den viel sichereren Ergebnissen besonders bei den Wägungen und der viel strengeren Auffaßbar- und Kontrollierbarkeit der Angaben im Vergleich zu den rein subjektiven wie „dickschalig", „schlank" usw. Insbesondere der Gewichtsindex $S = g \cdot 10^4 : (H.B^2)$, worin g = Gramm, H = Höhe und B = Breite des Gehäuses in Millimetern, ist ein oft zu Vergleichungen ganz vorzüglich brauchbares Maß des Gewichts pro Höhe oder der Schalendicke, besonders wieder wenn man sein Mittel aus den Gehäusen von einem Fundorte nimmt; dieser Index zeigt mir klar, daß die subjektiv vermutete Dickschaligkeit von *penthicus* trügerisch ist (1928a, S. 86, 1932, S. 115), ferner, daß am Ufer aufgelesenes Schalenmaterial fast ausnahmslos dickschaliger ist als lebend gesammeltes (und zugleich, wie die Messungen zeigen, schlanker: die schnellwüchsigsten oder je Höhe jüngsten Exemplare [Zahl der Winterringe!] sind je Höhe die breitesten [noch keine Altersschlankheit] und dünnschaligsten, zerschellen daher am ehesten und sind im tot aufgelesenen Material relativ dezimiert). Nichtzahlenmäßige Angaben über Schalendicke kann man sehr oft kaum für verwendbar erachten, jedenfalls bleibt ihre Verwendbarkeit eine beschränkte im Verhältnis zur Index-Berechnung.

Ein tieferer Grund aber für einstweilen mögliche Meinungsdifferenzen, auch für die zwischen Geyer und mir, ist ein anderer. Die biologischen Gesichtspunkte in der heutigen Forschung haben in der Malakologie meines Erachtens etwas zu sehr die Folge gehabt, daß man im an sich berechtigten Wunsche der ökologischen Erklärung von Formenunterschieden sich manchmal zu wenig fragt, ob sie immer ökologisch erklärt werden können und müssen; ob nicht vielmehr manches erblich fest, also genotypisch (und phyletisch be-

gründet) ist und erst darauf sich vielleicht gleichsinnige Modifikationen oder Reaktionsformen verschiedener Genotypen (Arten) superponieren und das Herauserkennen der Genotypen erschweren. Diesen Standpunkt nehme ich auch bei den Anodonten ein. Wieviel ist über deren Reaktionsformen geschrieben worden, aber vorher müßte gewiß sein, was vorliegt, insbesondere ob „*mutabilis*" eine Art ist oder zwei. Ich meine mit bisher wenigen das letztere (1929) und habe zurzeit mit Möller eine ganze Anzahl neuer Argumente dafür. Ebenso muß man bei den Viviparen zunächst einmal das artlich Konstante — das Konstante der Individuen eines möglichst großen Bereichs — herauszuerkennen suchen, ehe man entscheiden kann, wieviel von den Unterschieden lokal veranlaßt und phänotypisch ist. Bei Herrn Dr. Geyer kann ich nicht erkennen, ob er einen Artunterschied auch nur zwischen *pyramidalis* und *fasciatus* anerkennt (sie haben verschiedene Chromosomenzahl — 1932, S. 157 —, wenn das nicht als ein „Seitensprung" abgetan wird), oder wieviel er an beider Gestalt für erblich fest erachtet, und das ist doch für die Betrachtung auf Reaktionsformen die erste Frage. Was *ater* betrifft, so können wir einmal unterstellen — was ich bisher für kaum wahrscheinlich halte, mag auch mehr und mehr wahrscheinlich werden, er sei eine geologisch relativ junge Mutation von *pyramidalis* —, aus *pyramidalis* könne in bestimmter anderer Umgebung jederzeit *ater* werden; dann würde damit ein erbfester Unterschied entstehen, und in der Bastardpopulation hätte jedes Individuum sein Maß *pyramidalis* und sein Maß *ater* nicht von der Umgebung, sondern von seinen Erzeugern. —

Gibt es bei allem bedauerlichen Gegensatz zwischen Herrn Dr. Geyer und mir vielleicht auch etwas Einigendes zwischen uns beiden? In dieser Hinsicht könnte ich seine Worte unterstreichen (1931, S. 301): „Geographische, zoologische und faunistische Erwägungen — die Relikte — führen vielmehr darauf, einen wenig gestörten Weiterbestand der Viviparіden im lombardischen und Donaubecken anzunehmen. Dort haben wir die direkte Fortsetzung präglazialer Rassen zu suchen." Ähnlich habe ich, unabhängig von Geyer, mich in meinem Schlußkapitel 1932 ausführlicher geäußert. Wenn weiterhin in Norddeutschland und zwei Stellen der Weichsel „das Urbild in schwachen Zügen noch erhalten" sein soll (Geyer, 1931, S. 298), so teile ich diese Meinung bezüglich des heutigen Norddeutschlands zwar nicht, wohl aber bezüglich der Weichsel — des Stromes aus dem polnischen Refugium[8]) —, und höre in jenen Worten (deutlicher S. 291), mein Gegenspieler nimmt unter Umständen das Fortbestehen alter, ehemals durch Umwelts-Einwirkung erworbener Charaktere auch unter veränderten Bedingungen an. Ich bin allerdings nicht sicher, ihn damit richtig zu verstehen, und nicht hat Geyer die Annahme der Möglichkeit von Spontanmutationen. Nach meinen Studien, die ich wahrlich nicht hier eingehend referieren kann, scheint mir *fasciatus* schon im Miozän aus der *lentus-pyramidalis*-Reihe herauszutreten (*fasciatoides* nov.

[8]) Einen für unsere Sache unerheblichen Fehler (1932, S. 156), auf den F. Pax jun. mich freundlichst aufmerksam machte, möchte ich hiermit berichtigen. Die dort erwähnten zwei anderen, präglazialen Relikttiere leben beide im Pradnik-Tale etwa 25 km nördlich Krakau, in welcher Gegend Botaniker einige unvereist gebliebene Stellen annehmen (vgl. Pax, 1918). Der Geologe kennt, wie ich 1932 berichtete, ein wahrscheinlich eisfrei gebliebenes Fleckchen etwas weiter nordnordöstlich, nämlich das Gebirge „Lysa Gora" und einen an dasselbe südwestlich anschließenden Landstreifen.

spec.), im Pliozän (der Krim) schon fertig vorzuliegen *(achatinoides)* und im Diluvium Deutschlands *(crassus* Hucke) deutlich von *diluvianus* (aus der *lentus-pyramidalis*-Reihe) trennbar zu sein. Schon in Polen dagegen, einschließlich des ehemals deutschen Teils der Weichsel, ist der alte *pyramidalis*- oder vielleicht *diluvianus*-nahe Reliktbestand nach den von mir gewonnenen Auffassungen stellenweise wahrscheinlich in *fasciatus* einbastardiert[9]); für das übrige muß ich auf meine Arbeit hinweisen.

Dem Geologen glaube ich zum Schlusse meines Aufsatzes sagen zu dürfen, daß *Viviparus diluvianus,* sobald man ihn von *fasciatus* sicher zu unterscheiden weiß, nach meinen Ergebnissen gut charakterisierbar und in Deutschland auf älteres Diluvium beschränkt ist. Es wurde also nichts gegen die etwaige Annahme gefunden, daß er in Deutschland ein brauchbares Leitfossil sei. In anderen, östlicheren, südlicheren und südöstlicheren Ländern kann *diluvianus,* wenn auffindbar, Übergänge nach älteren und nach rezenten Formen hin haben. Mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit läßt diese Schnecke nicht (nur) wegen ihrer kausal noch umstrittenen Dickschaligkeit, die übrigens gar nicht überall in hohem Grade besteht (1932), sondern auch wegen der südlicheren Verbreitung ihrer Verwandten auf warmes Klima schließen.

Literatur

Franz, V.: Paludinenstudien zur Frage der rezenten *Paludina diluviana.* — Biblitheca genetica, Heft 11, 1928 a.

—: Über Bastardpopuplationen in der Gattung *Paludina* (recte: *Viviparus).* — Biol. Zentralbl., **48**, Heft 2, 1928 b.

—: Zur Artenfrage der Anodonten. — Arch. Molluskenk., **61**, Heft 6, 1929.

—: *Viviparus.* Morphometrie, Phylogenie und Geographie der europäischen, fossilen und rezenten Paludinen. — Denkschr. med.-naturw. Ges., Jena, **18**, Liefg. 1, 1932.

Garbini, A.: Alcune notizie fisiche sulle acque del Benaco. — Riv. geogr. ital. An. IV. No. 31 (No. 17 della ser. limn.), 1897.

Gaschott, O.: Bemerkungen über einige Mollusken der Südalpenseen. — Arch. Molluskenk., **63**, Heft 1, 1931.

Geyer, D.: *Paludina diluviana,* eine ökologische Untersuchung. — Dies. Jb. für 1931, **52**, Berlin 1932.

Möller: Artunterschiede der deutschen Anodonten. I.-D. rer. nat. 1932, zurzeit im Druck bei der Jenaischen Zeitschrift.

Pax: F. sen., Die Pflanzenwelt, und Pax, F. jun.: Die Tierwelt. — Im Handbuch von Polen, 2. Aufl., Berlin (Reimer) 1918.

[9]) Es ist mir unerfindlich, was an diesen dickschaligen Paludinen bestimmter Teile des Weichselstromes mir „peinlich" sein soll, wie G. meint. Sie haben mich nur sehr interessiert und erfreut (1928 a, S. 83, 1928 b, S. 92, 1932, S. 117 ff.).

Druckfertig eingereicht am 20. Mai 1932.
„Imprimatur" erteilt am 26. Juli 1932.

Der sog. „Bertenauer Vulkan“ im Westerwalde und die petrographische Stellung seiner Basalte

Von Wilhelm Ahrens und Otto Burre in Berlin

Mit 10 Abbildungen

Inhalt

Seite
Einleitung 777
1. Oberflächengestaltung 778
2. Schichten im Liegenden des Basaltes 780
a) Devon. Siegener Schichten 780
b) Eozän 781
c) Oberoligozän. Vallendarer Schichten 782
3. Die basaltischen Ergüsse und Durchbrüche 782
a) Lagerungsformen 782
b) Ausbildung und Absonderung 785
c) Petrographische Verhältnisse 787
α) Mikroskopische Untersuchung 787
β) Chemische Untersuchung 789
d) Vergleich mit Basalten der näheren und weiteren Umgebung 791
α) Laacher-See-Gebiet 791
β) Westerwald 796
4. Alter und gegenseitige Beziehungen der Durchbrüche und Ergüsse 801
Zusammenfassung 803

Einleitung

Die etwa 1,5—2 km südlich Neustadt—Wied gelegene Hügelgruppe in der Umgebung von Bertenau im westlichen Westerwalde hat teils wegen der eigenartigen Bergformen, teils wegen der für diese Gegend auffälligen Gesteinsarten schon frühzeitig das Interesse der Geologen auf sich gezogen. So glaubte von Schönebeck[1]) hier die Reste eines alten Vulkans zu erkennen. Eingehend beschäftigte sich dann Nose mit dieser Gegend und den hier vorkommenden Gesteinen. Die schlackige Beschaffenheit des Basaltes, den er mit demjenigen von Niedermendig vergleicht, erklärt er durch Einwirkung von Feuer auf das nach ihm „neptunisch gebildete“ Gestein. („Hier hat es wirklich einmal gebrannt!“)

Erst fast achtzig Jahre später (1868) wurde das Gebiet in einer besonderen Abhandlung von Velten ausführlich beschrieben, der hier an verschiedenen Stellen ältere Krater zu erkennen glaubte, z. B. am Manrother oder Telegraphenberge. Weiter sieht er in dem vom Manrother Berge und dem sich nach Nordwesten anschließenden schmalen Rücken gebildeten „halbmondförmigen Bergkranze“, zu dem noch als „abgerissenes Stück“ die Altnackskaule kommt, die Reste eines Kraterrandes, den er als „Bertenauer Vulkan“

[1]) Die Angaben v. Schönebeck's sind den Aufsätzen von Nose und Velten entnommen, da die Arbeit v. Schönebeck's den Verfassern nicht zugänglich war.

bezeichnet. In südlicher Richtung schließt sich nach VELTEN an den Manrother Vulkan ein Lavastrom von großer Breite an, der bis „Oberneschen" zu verfolgen sei. Das Gestein des Bertenauer Kopfes bezeichnet VELTEN richtig als Basalt.

In einer diesem Aufsatze unmittelbar angefügten Bemerkung erkennen v. DECHEN und WEISS nur den sog. Bertenauer Vulkan als solchen an. Das sich im Süden anschließende, als „Basalt zu bezeichnende Gestein muß wohl einem, von dem äußeren Abhange des Telegraphenberges ausgehenden Lavastrome angehören". Dieser Ansicht entsprechend ist auch auf dem Blatte Koblenz der DECHEN'schen Karte von Rheinland und Westfalen dieser Basalt als „Lava" eingetragen, während der Bertenauer Kopf mit der Basaltfarbe wiedergegeben ist.

Auf einen Irrtum muß es daher wohl beruhen, wenn v. DECHEN in seinen Erläuterungen zu dieser Karte (1884, S. 51) den Bertenauer Kopf als einen Vulkanausbruch ähnlich dem Rodderberge bezeichnet, nachdem er ihn früher (1868, S. 235) richtig als normalen Basaltkegel angesprochen hatte. v. DECHEN meint offenbar auch hier den sog. „Bertenauer Vulkan" südöstlich des Bertenauer Kopfes.

Von besonderer Bedeutung ist nun die Bemerkung v. DECHEN's (1884, S. 51), daß die Lava und Schlacken nach einer Mitteilung von ANGELBIS ebenso wie die des Rodderberges leuzitführend seien[2]).

Die der bekannten Basaltlava der Eifel so ähnliche Beschaffenheit und die angebliche Leuzitführung haben dann die Verfasser veranlaßt, diese Gesteine, allerdings z. T. mit Vorbehalt, zu den diluvialen Ergüssen zu stellen (AHRENS, 1928, 1929, BURRE, 1929, 1930 a). GAGEL hat die Basalte der Gegend von Neschen als Limburgit bezeichnet.

Wie spätere Untersuchungen, über die in dieser Arbeit berichtet wird, gezeigt haben, lassen sich viele der angeführten Anschauungen nicht aufrechterhalten. Dazu kommen zahlreiche Unklarheiten besonders in der älteren Literatur und unrichtige Angaben über Höhenlage und örtliche Verhältnisse, von denen letztere auf mangelhafte Kartenunterlagen zurückzuführen sein dürften. Es erscheint daher angebracht, auf Grund der neuen geologischen Aufnahme im Gelände und eingehender petrographischer und chemischer Untersuchungen, eine ausführliche Beschreibung der geologischen Verhältnisse zu geben, um vor allem die Altersverhältnisse und die gegenseitigen Beziehungen der einzelnen Durchbrüche und Ergüsse zueinander zu klären.

Die Verfasser haben den Stoff derart geteilt, daß BURRE, der die Kartierung ausgeführt hat, die orographischen und geologischen Verhältnisse beschrieben hat, während AHRENS die petrographischen und chemischen Kapitel verfaßt hat.

1. Oberflächengestaltung

Das untersuchte und in Abbildung 1 dargestellte Gebiet gehört zum westlichen Teile des Westerwaldes und liegt auf dem linken Ufer der Wied, etwa 4 km östlich der Umbiegung dieses Flusses aus der O—W- in die N—S-Richtung.

[2]) Es handelt sich hier anscheinend nur um eine mündliche Mitteilung von ANGELBIS, da bisher in seinen Arbeiten keine derartige Bemerkung gefunden werden konnte.

Steigt man von dem etwa 1 km nordnordwestlich des Bertenauer Kopfes gelegenen Neustadt-Wied an der Eisenbahnstrecke Altenkirchen—Linz nach Süden auf die Berge hinauf, so hat man etwa mit der 300-Meter-Linie eine Hochfläche erreicht, die meist nur noch von wenigen Kuppen überragt wird. Die Hochfläche, die sich in unserer Gegend etwa zwischen 300 und 320 m hält, zeigt im allgemeinen flache bis fast ebene Formen. Zu den tieferen Tälern, die oft in größerer Zahl eingeschnitten sind, erfolgt der Übergang vielfach mit einem scharfen Knick, wenn auch sanftere Übergänge nicht fehlen. Besonders deutlich tritt die Hochfläche südlich von Ferntal in Erscheinung.

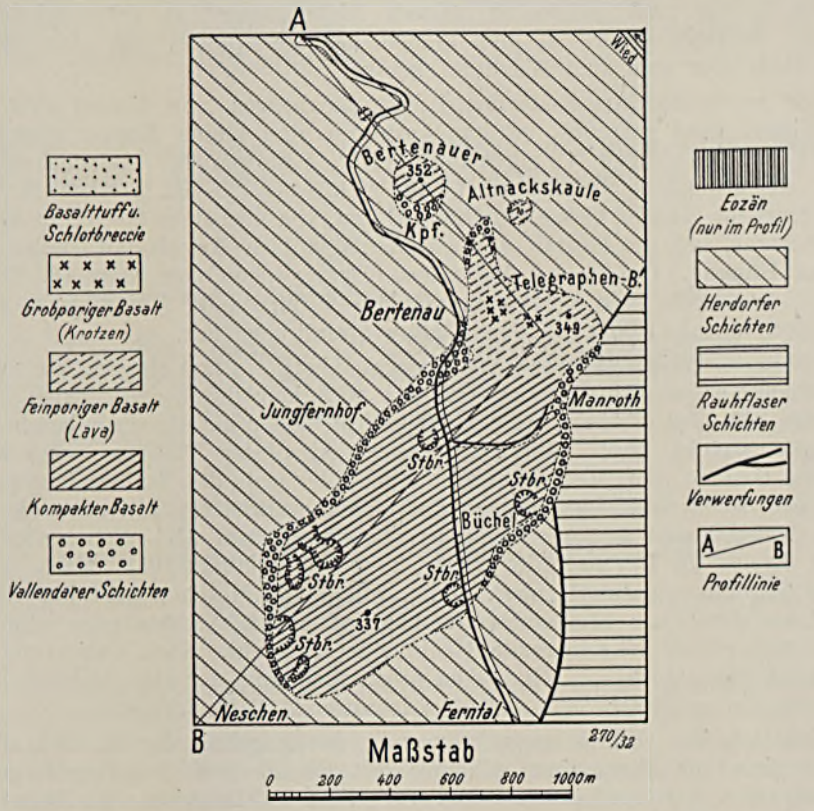


Abb. 1. Geologische Skizze der Umgebung von Bertenau im Westerwalde.

Von den die Hochfläche überragenden Kuppen ist die markanteste der Bertenauer Kopf, in der älteren Literatur auch Bertenauer Hügel oder Perterhügel (Nose) genannt, mit 352 m Höhe. Er ist ein stumpfer Kegel mit allseitig steil abfallenden Hängen, der weithin sichtbar ist.

Von dem Bertenauer Kopfe durch eine kaum 150 m breite Einsattelung, die bis auf etwa 315 m hinuntergeht, getrennt, liegt im Südosten ein Hügel von eigentümlich halbmondförmiger Gestalt. Das nordwestliche Ende dieses nach Nordosten offenen „Bergkranzes“, dessen beide Enden etwa 150 m von-

einander entfernt sind, erhebt sich wallartig mit steilen Hängen ungefähr 20—25 m über seine Umgebung. Weiter nach Südosten setzt sich der Steilhang nur am Westrande fort, während die Böschung nach Süden sanfter ist. Den höchsten Punkt erreicht dieser Hügel an seinem südöstlichen Ende mit 349,7 m über NN. Auch hier haben wir nur im Norden und Osten einen Steilhang, während die Abdachung nach Süden erheblich flacher ist. Streng genommen führt anscheinend nur dieser östliche, hohe Teil den Namen Telegraphenberg[3]) oder Manrother Berg. Im folgenden wird jedoch diese Bezeichnung auf den ganzen halbmondförmigen Hügel ausgedehnt, um die Beschreibung zu vereinfachen.

Das in der nach Nordosten offenen Einbuchtung des Telegraphenberges liegende Gelände gehört zu dem Gebiet der Hochfläche, das hier zunächst flach, dann aber steil zum Wiedtale absinkt.

Dem nordwestlichen Ende des Telegraphenberges, von diesem aber durch eine Einsattelung getrennt, ist im Nordosten eine kleine Kuppe vorgelagert, die Altnackskaule (Wolkenstein bei v. SCHÖNEBECK, Aslachskaule bei NOSE, Altnackskuppe bei VELTEN), die sich etwa 25—30 m über ihre Umgebung erhebt. Dieser kleine rundliche Hügel, von höchstens 50—60 m unterem Durchmesser, hat die Gestalt eines ziemlich spitzen Kegels mit steilen, z. T. felsigen Hängen. Die in der Mitte des Kegels, schon von NOSE (S. 242) erwähnte, fast kreisrunde Vertiefung von 15—20 m, die v. SCHÖNEBECK als ein Kraterloch ansah, rührt von einem alten Steinbruche her.

Im Süden schließt sich an den Telegraphenberg ein fast ebenes, nur schwach nach Süden abgedachtes Plateau an, das mit einer durchschnittlichen Höhenlage von 330—340 m über NN etwa 20—30 m höher als die oben beschriebene Gebirgshochfläche liegt. Der südöstliche Teil dieses Plateaus wird in der dortigen Gegend Büchel genannt. Auch hier soll die Teilbezeichnung auf das ganze, sonst namenlose Plateau übertragen werden. Es hat etwa die Form eines Ovals, dessen Längserstreckung von rd. 1500 m SW—NO verläuft und dessen Breite im Durchschnitt wenig über 600 m hinausgeht. Nach Westen, in der Gegend von Jungfernhof, und nördlich von Neschen fällt das Gelände mit einem deutlichen Steilhange ab, während es nach Süden ganz allmählich in die hier etwas höherliegende Hochfläche übergeht. Nach Osten und z. T. auch nach Südosten haben wir wieder einen Steilhang, der aber ziemlich gleichmäßig in die an dieser Seite tief eingeschnittenen Täler fortsetzt.

Diese heutige Oberflächengestaltung ist das Ergebnis der Erosion, die mit dem Beginn der allgemeinen Hebung des Rheinischen Schiefergebirges am Ausgange des Tertiärs einsetzte und vor allem im Diluvium zur Auswirkung gelangte.

2. Schichten im Liegenden des Basaltes

a) Siegener Schichten

Das Grundgebirge wird in unserem Gebiet von Siegener Schichten gebildet, die durch die beiden oberen Abteilungen, die Rauhflaser-Schichten und die Herdorfer Schichten vertreten sind.

---

[3]) Der Name Telegraphenberg rührt von der hier einst liegenden Station der optischen Telegraphenlinie Koblenz-Wesel her.

Die Rauhflaser-Schichten, die nur im Südosten unseres Gebietes auftreten, bestehen aus rauhflaserigen und rauhgebänderten Ton- und Grauwackenschiefern. Grauwackenbänke treten in dieser Abteilung nur in geringer Menge und von geringer Mächtigkeit auf. Die Herdorfer Schichten werden von milden Tonschiefern gebildet, denen in wechselnder Menge plattige Sandstein- und Grauwackenbänke z. T. von größerer Mächtigkeit eingelagert sind. Die beiden Abteilungen werden durch eine fast S—N verlaufende Störung voneinander getrennt, die nicht in das Tertiär fortsetzt, also älter ist.

Die Oberflächenform der devonischen Schichten läßt an den flachen Rücken vieler Berge und den z. T. ziemlich ausgedehnten, fast ebenen Hochflächen in der näheren und weiteren Umgebung unseres Gebietes die Reste der präoligozänen Landoberfläche erkennen.

b) Eozän

Die auf der präoligozänen Landoberfläche entstandenen Verwitterungsprodukte, die sog. Eozäntone, sind in Form weißer, stellenweise auch etwas

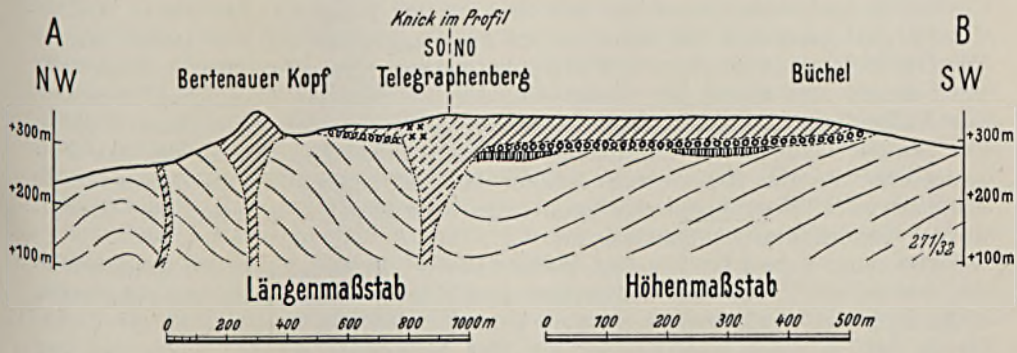


Abb. 2. Profil durch den Bertenauer Kopf, den Telegraphenberg und den Büchel. Zeichenerklärung siehe Abbildung 1.

gelblicher Tone an vielen Stellen erhalten. Teils handelt es sich nur um an Ort und Stelle liegengebliebene, vertonte, devonische Schichten, die bisweilen die alte Schichtung und Schieferung noch erkennen lassen, teils sind die Tonmassen umgelagert und an einzelnen Stellen zusammengeschwemmt. Eine Unterscheidung zwischen dem „Devonton" und dem „Tertiärton" ist aber nur im Aufschluß möglich. Da die Vertonung naturgemäß an verschiedenen Stellen verschieden weit in die Tiefe reicht, tritt der Ton gewissermaßen nesterweise auf.

In unserem Gebiete sind die weißen, meist fetten Tone in größerer Menge nur durch die schützende Decke jüngerer Ablagerungen erhalten geblieben, während sich ihre frühere Verbreitung auf den heute zutage tretenden Teilen der alten Hochfläche nur durch eine weiße Färbung des Bodens an manchen Stellen verrät. Die Tone waren vor einigen Jahren an dem Eingange des Steinbruches bei Jungfernhof unter den oberoligozänen Schottern aufgeschlossen. Wie weit sie unter diesen sich noch fortsetzen, war mangels geeigneter Aufschlüsse nicht festzustellen. Die Darstellung in dem Profil (Abb. 2) ist dementsprechend nur schematisch.

c) Oberoligozän. Vallendarer Schichten

Das Oberoligozän ist durch die Vallendarer Schotter vertreten, die, wie an anderer Stelle (BURRE, 1930 b) bereits ausführlich dargetan ist, einem im ganzen etwa südnördlich verlaufenden Flusse, in dessen Deltabereich unser Gebiet liegt, ihre Entstehung verdanken. Die Schotter und Sande der Vallendarer Schichten sind zum großen Teil aus den Tonmassen des Eozäns durch Aufarbeiten und Trennung nach der Korngröße hervorgegangen. Durch spätere Infiltration von Kieselsäure ist ein Teil der Sande und auch der Schotter zu Quarziten verfestigt. Diese treten als Bänke wechselnder Ausdehnung und Mächtigkeit unregelmäßig in den lockeren Massen auf.

Die Schotter machen die Hauptmasse der Vallendarer Schichten aus. Sie bestehen fast ausschließlich aus ziemlich gut gerundeten Stücken von gebleichtem Gangquarz. Dazu kommen u. a. vereinzelte kleine, meist sehr gut abgerollte Stücke von stark verwittertem und verkieseltem Melaphyr und Porphyrit der Saar-Nahe-Gegend. In den Schottern treten untergeordnet auch kleinere Einlagerungen von meist kiesigem Sand auf. Eine öfter vorkommende Gelbfärbung rührt von einem jüngeren Überzug von Eisenhydroxyd her.

Gut aufgeschlossen sind die Schotter an dem Eingange des 200 m südlich Jungfernhof gelegenen Steinbruches, wo sie unmittelbar auf dem Devon liegen. Die Grenzfläche zwischen dem Tertiär und seinem Liegenden fällt hier schwach nach Osten, also unter den Basalt ein, der die Schotter überlagert. Schotter der Vallendarer Schichten finden wir am Südhange des Bertenauer Kopfes, am Nordwestende des Telegraphenberges, am westlichen Steilabfalle des Plateaus nördlich und südlich von Jungfernhof und schließlich am Ostrande des Plateaus vom Telegraphenberge etwa 1 km nach Süden. Sie treten hier überall an der Unterkante des Basaltes auf.

Der feine Sand ist von fast weißer Farbe. Er besteht in der Hauptsache aus feinen, z. T. sehr feinen Quarzkörnern, denen etwas kaolinartige Substanz beigemengt ist. Aufgeschlossen ist er wenig südlich von Bertenau an der Landstraße, wo er schon von VELTEN (S. 225) beobachtet wurde. Weiter ist der Sand an verschiedenen Stellen am Rande des Basaltes in der Gegend nördlich von Neschen in kleinen Löchern zutage gefördert worden. Schließlich ist er unter dem Basalt des Büchel in den Steinbrüchen gelegentlich erschürft worden.

Eine etwa ein Meter mächtige Quarzitbank tritt südlich von Bertenau an der Straße zutage, wo sie die Sande überlagert. Von der einst größeren Verbreitung der Quarzite zeugen die zahlreichen Findlinge in den Tälern besonders westlich unseres Gebietes.

Die Lagerungsverhältnisse der Vallendarer Schichten sind sehr einfach. Sie liegen als dünne, 3—4 m mächtige Decke auf der alten Fastebene, teils unmittelbar auf dem Devon, teils durch geringe Reste von Eozänton von diesem getrennt (s. Abb. 2). Zum größten Teil werden sie vom Basalt überdeckt. Es hat den Anschein, als ob nach der Mitte des Basaltes zu eine kleine Einmuldung vorhanden wäre. Doch reicht das oben bereits erwähnte, nur an dieser Stelle beobachtete Einfallen der Grenzfläche nach dem Basalt nicht aus, um daraus sichere Schlüsse ziehen zu können.

3. Die basaltischen Durchbrüche und Ergüsse

a) Lagerungsformen

Die in unserem Gebiete in großer oberflächlicher Verbreitung vorkommenden basaltischen Gesteine treten auf engem Raume in recht verschiedenen

Lagerungsformen auf: Trichterkuppe, Stielgang und Decke liegen dicht beieinander.

Der seine Umgebung beträchtlich überragende Kegel des Bertenauer Kopfes mit schwach SO—NW gestrecktem ovalem, fast kreisrundem Querschnitt an der Basis ist offenbar eine Trichterkuppe. Diese Lagerungsform der Basalte herrscht in der näheren und weiteren Umgebung bei weitem vor. Da größere Aufschlüsse fehlen, sind wir am Bertenauer Kopf nicht über die Fortsetzung des Basaltkörpers nach der Tiefe unterrichtet. Wir können aber annehmen, daß die Gestalt des unter der Erdoberfläche liegenden Teiles derjenigen entspricht, die wir an zahlreichen, tief hinuntergehenden Steinbrüchen der dortigen Gegend beobachten, wo der Basaltkörper die Form eines Doppelkegels besitzt, dessen untere Spitze in einen Stiel von wechselnder Stärke übergeht (s. Abb. 2). Die Erfahrung lehrt, daß der in der Erde liegende untere Kegel im allgemeinen erheblich größer ist, als der über die Erde hinausragende obere Kegel. Der Basalt des Bertenauer Kopfes verdankt also einem selbständigen Durchbruche seine Entstehung.

Gleichfalls als ein selbständiger Durchbruch ist meines Erachtens der Basalt des Telegraphenberges zu bezeichnen, der von dem Bertenauer Kopf durch eine Einsattelung getrennt ist, in der das Devon zutage tritt. In gewissem Sinne kann man den Telegraphenberg auch als eine Trichterkuppe bezeichnen. Doch dürfte diese Bezeichnung streng genommen nur auf den östlichen, höchsten Teil des Berges, den eigentlichen Telegraphenberg (siehe oben) zutreffen, wo eine ähnliche Fortsetzung des Basaltkörpers in die Tiefe anzunehmen ist, wie am Bertenauer Kopfe (s. Abb. 2). Der westliche und nordwestliche Teil des Telegraphenberges dagegen hat offensichtlich die Form einer Decke, wie sich ohne weiteres aus der Unterlagerung durch die Vallendarer Schotter ergibt. Diese Decke schließt sich unmittelbar an die Trichterkuppe an und bildet mit dieser einen zusammenhängenden Basaltkörper, wie auch die noch zu erörternde übereinstimmende Gesteinsbeschaffenheit zeigt.

Die von Velten, v. Dechen und Weiss vertretene Ansicht, daß in der konkaven Seite des halbmondförmigen Telegraphenberges ein Krater gelegen habe, der sog. „Bertenauer Vulkan“ ist unhaltbar, da hier an verschiedenen Stellen das Devon unmittelbar zutage tritt. Wohl enthält hier der Abhangsschutt große Mengen von Basaltblöcken und Stücken, aber nirgends ist ein Anhalt dafür vorhanden, daß hier ein Durchbruch erfolgt ist. Wenn man mit den älteren Autoren annimmt, daß der im Nordosten fehlende Teil des angeblichen Kraterrandes, eben des Telegraphenberges, abgerutscht sei, dann müßten doch seine sicher recht bedeutenden Reste in den Tälern am Nord- bzw. Nordostabhange liegen; hier finden sich aber nur vereinzelte Blöcke, deren Menge und Größe über das normale Maß des Gehängeschuttes nirgends hinausgeht. Die von Velten ausgesprochene Ansicht, daß auch eine Vertiefung auf dem Manrother Berge als Krater anzusehen sei, ist bereits von v. Dechen widerlegt worden (1868).

Zu den selbständigen Durchbrüchen ist auch die Basaltkuppe der Altnackskaule zu rechnen, die v. Schönebeck bereits als solche richtig erkannt hat, wenn er sie als „alten Vulkan“ bezeichnet, während Velten in ihr ein abgerissenes Stück des Kraterrandes vom „Bertenauer Vulkan“ sah (S. 226). Die Unabhängigkeit von den benachbarten Durchbrüchen, dem Bertenauer Kopfe und dem Telegraphenberge, geht aus den zwischen den einzelnen Hügeln zutage tretenden devonischen Schichten hervor. Damit soll aber nicht gesagt

sein, daß diese drei selbständigen Durchbrüche nun auf getrennte Magmenherde zurückzuführen seien, sondern nur, daß jede für sich einen eigenen Durchbruchskanal besitzt. Die kegelförmige Gestalt der Altnackskaule mit rundlichem Querschnitt an der Basis spricht für eine kleine Trichterkuppe, ähnlich derjenigen des Bertenauer Kopfes. Ich glaube also auch hier für den Basaltkörper die Gestalt eines Doppelkegels annehmen zu können. Der an der Nordwestseite der Kuppe, an der Grenze gegen das Nebengestein aufgeschlossene Tuff ist ein sog. Grenztuff, wie wir ihn an vielen Trichterkuppen finden.

Der innere Bau der Altnackskuppe weicht jedoch erheblich von derjenigen der normalen Trichterkuppen der dortigen Gegend ab. Aus festem Basalt besteht nämlich nur der äußere Teil der Kuppe, der einen inneren zylindrischen Teil aus Schlotbreccie mantelförmig umgibt. Ob und wieweit sich diese Verhältnisse, die durch den Steinbruch aufgeschlossen sind, nach der Tiefe fortsetzen, läßt sich natürlich nicht sagen. Ich glaube jedoch, daß der innere, durch die Breccie ausgefüllte Schlot nach der Tiefe weitergeht, wenn er auch, wie v. DECHEN nach Mitteilungen des Steinbruchbesitzers angibt, schmäler wird. Ein baldiges Ende, das der Besitzer behauptete, erschien auch v. DECHEN zweifelhaft (1868, S. 233).

Über die Entstehungsweise dieser Lagerungsformen siehe Abschn. 4.

Als ein Stielgang ist das kleine Basaltvorkommen nordwestlich des Bertenauer Kopfes zu bezeichnen.

Die im westlichen Westerwalde sehr seltene Lagerungsform einer Decke hat der Basalt des Büchel. Die Deckenform tritt bereits äußerlich durch die flache, fast ebene Oberfläche der Basaltmasse in Erscheinung. Unmittelbar ist sie in mehreren Steinbrüchen festzustellen, wo an verschiedenen Stellen im Liegenden die Vallendarer Schichten erschürft sind. Die Umrisse der Decke entsprechen etwa einem von Südwesten nach Nordosten langgestreckten Oval, dessen Länge ungefähr 1500 m und dessen Breite zwischen 600 und 650 m schwankt. Während die westliche, südliche und östliche Grenze der Decke teils unmittelbar aufgeschlossen, teils an dem Steilhang deutlich im Gelände zu verfolgen ist, läßt sich die nördliche Grenze nicht mit Genauigkeit festlegen. Hier geht das Plateau mit ziemlich sanftem Hange in den Telegraphenberg über.

Die Mächtigkeit der Decke von 14—16 m in den mittleren und südlichen Teilen ist von einer bemerkenswerten Gleichmäßigkeit, wie die Aufschlüsse in den zahlreichen Steinbrüchen zeigen. Nach Norden scheint sie zuzunehmen; sie dürfte am größten ungefähr 500 m südlich Bertenau sein, wo sie auf etwa 25 bis höchstens 30 m zu schätzen ist. Nach Nordosten dagegen soll in Schürfen am Rande der Decke eine Stärke von nur ½ m festgestellt sein.

Die Decke besteht im wesentlichen aus zwei Teilen. Der obere Teil, der bei weitem die Hauptmasse ausmacht, wird von Säulenbasalt gebildet. Der untere Teil besteht aus unregelmäßig verteilten Haufen wechselnder Größe, die unmittelbar auf den Vallendarer Schichten liegen. Diese von den Arbeitern als Schuttköpfe bezeichneten Massen bestehen aus porösem Basalt, dem vielleicht etwas Tuffmaterial beigemengt ist. Die einzelnen Haufen haben teils Abmessungen von wenigen Metern, teils erreichen sie aber auch Ausdehnungen von 40—50 m Breite und Länge bei 8—10 m Höhe. Die geschlossene Decke von Säulenbasalt, die über diese Schuttköpfe gleichmäßig ausgebreitet ist, ist infolgedessen unten an manchen Stellen gewissermaßen wellenförmig begrenzt.

Über die Lage der Durchbruchsstelle, durch die der Basalt der Decke emporgedrungen ist, siehe Abschnitt 4.

b) Ausbildung und Absonderung

Fast ebenso mannigfaltig wie die Lagerungsformen sind die Ausbildung und Absonderung der basaltischen Gesteine. Einmal haben wir den normalen, kompakten Basalt, wie er im ganzen Westerwalde weit verbreitet ist, teils mit säulenförmiger, teils auch mit kugeliger Absonderung. Daneben treten in größerer Menge poröser Basalt, sog. „Lava" und an einzelnen Stellen auch grobporiger bis schaumiger Basalt, sog. „Krotzen", auf. Diese Ausbildungsform ist insofern von besonderer Bedeutung, als es sich hier um eins der wenigen rechtsrheinischen Vorkommen derartiger, im Laacher-See-Gebiete ja weit verbreiteten „Basaltlava" handelt. Dazu kommt dann noch Grenztuff und eine eigenartig zusammengesetzte Tuffbreccie.

Im einzelnen haben wir folgende Verhältnisse:

Der Basalt des Bertenauer Kopfes ist ein kompaktes Gestein, das nirgends Anzeichen einer porösen Beschaffenheit zeigt. Die Absonderung ist, soweit die schlechten Aufschlüsse erkennen lassen, unregelmäßig mit einer Andeutung von plumpen Pfeilern. Auf eine Säulenbildung läßt auch die Begrenzung mancher Basaltblöcke im Gehängeschutt schließen. Über die Stellung der Säulen liegen keine Anhaltspunkte vor. Schließlich ist auch eine kugelförmige Absonderung zu beobachten, die jedoch nicht in dem Maße auftritt, wie Velten behauptet (S. 228). Vielleicht handelt es sich hier nur um eine kugelige Verwitterung, ähnlich derjenigen, wie sie an dem kompakten Basalt des Büchel auftritt (siehe unten).

Der graue bis grauschwarze Basalt des Bertenauer Kopfes zeigt im frischen Zustande einen glatten Bruch mit scharfen Ecken und Kanten. Ist das Gestein jedoch etwas angewittert, so ist der Bruch rauh, stellenweise auch hakig. Er erinnert dann sehr an den Bruch der Sonnenbrenner; doch ist hier bisher kein Sonnenbrand festgestellt worden.

Eine ausgesprochen säulenförmige Absonderung haben wir in dem kompakten Basalt der Decke des Büchel. Die meist 40—50 cm starken, vorwiegend sechsseitigen Säulen stehen überall senkrecht. In keinem der zahlreichen und z. T. recht großen Steinbrüche ist irgendwo auch nur die Spur einer geneigten Stellung oder gar einer fiederförmigen Anordnung zu beobachten. — Die Beschaffenheit des Gesteins entspricht vollkommen derjenigen des Bertenauer Kopfes.

Bei der Verwitterung lösen sich die einzelnen Säulen in große Kugeln auf, die dann in der Regel in kleinere Kugeln von meist schaliger Absonderung zerfallen, wie das von Gagel bereits ausführlich beschrieben ist. Diese Auflösung in Kugeln ist in der Regel jedoch nur auf die oberen 2—3 m der Säulen beschränkt. Die Verwitterung der Säulen reicht jedoch an manchen Stellen erheblich weiter nach unten, ohne daß an ihrer äußeren Beschaffenheit das geringste zu bemerken wäre, verrät sich aber sofort durch den unebenen Bruch des Gesteins. Die Tiefe, bis zu der die Verwitterung in die Basaltdecke vorgedrungen ist, ist sehr verschieden. Oft handelt es sich nur um die obersten 2—3 m, während sie an anderen Stellen 8—10 m hinabreicht, so daß bisweilen nur noch die untersten 3—4 m der 12—14 m hohen Säulen frisch erhalten sind. Diese Erscheinung erstreckt sich stellenweise auf Partien von 20—30 m

und auch darüber. Die Verteilung der gut erhaltenen und der stark angegriffenen Massen läßt keinerlei Gesetzmäßigkeit erkennen.

Gleichfalls ein kompakter Basalt ist derjenige des Stielganges nordwestlich des Bertenauer Kopfes. Über die Absonderungsformen liegen keine Beobachtungen vor.

Am Telegraphenberge und an der Altnackskaule herrschen, soweit die spärlichen Aufschlüsse erkennen lassen, unregelmäßige Absonderungsformen vor. Die einzelnen Fugen verlaufen in den verschiedensten Richtungen, wie in einer kleinen stollenartigen Nische am Nordhange des Telegraphenberges zu beobachten ist. Dazu kommt stellenweise eine lagenförmige Absonderung, wie sie besonders an den einzelnen Handstücken zu erkennen ist. Diese zeigen eine gewisse Fluidalstruktur, die sich durch dünne, 3—4 mm starke Lagen zu erkennen gibt. Die von v. DECHEN (1868, S. 233) an der Rösche des Steinbruches kurz unterhalb des Gebäudes auf dem Telegraphenberge beobachtete „Absonderung in rohen senkrechten Pfeilern, die von einer zusammenhängenden Decke von Stromschlacken bedeckt werden", ist heute nicht mehr aufgeschlossen. Die Angabe v. SCHÖNEBECK's über säulenförmige Absonderung an der Altnackskaule habe ich ebensowenig bestätigt gefunden wie VELTEN (S. 228). Hin und wieder sind auch Andeutungen einer kugelförmigen Absonderung zu beobachten.

Die Ausbildung des Basaltes am Telegraphenberge, sowie in dem Außenmantel der Altnackskaule stimmt im wesentlichen überein. In beiden Hügeln finden wir neben kompaktem in großer Menge auch porösen Basalt, sog. Lava, und in geringerer Menge auch grobporigen Basalt, sog. Krotzen. Eine Abgrenzung des kompakten und des porösen Basaltes ist nicht möglich, da beide oft in schnellem Wechsel miteinander auftreten. Vielfach beobachtet man eckige Einschlüsse von dichtem Basalt in der porösen „Lava". An manchen Stellen der Hügel überwiegt die eine Ausbildung des Basaltes, an anderen die andere, ohne daß sich auch nur schätzungsweise angeben ließe, welche von beiden die Hauptmasse des Gesteins ausmacht. So finden wir am Nordwestende des Telegraphenberges fast ausschließlich kompakten Basalt, während die „Lava" stark zurücktritt, wenn sie hier auch nicht ganz fehlt, wie v. DECHEN angibt. In der näheren Umgebung des Gebäudes auf dem Telegraphenberge herrscht dagegen die poröse Basalt„lava" bei weitem vor. Nach der Tiefe zu scheint der kompakte Basalt zuzunehmen, wie aus der Mitteilung VELTEN's (S. 228) und v. DECHEN's (1868, S. 233), daß die Pfeiler in der erwähnten Steinbruchsrösche nach unten in dichten Basalt übergingen, hervorzugehen scheint. Sonst ist keinerlei Gesetzmäßigkeit in der Verteilung des kompakten und des porösen Basaltes zu erkennen. Nur die grobporige Lava, die Krotzen, treten örtlich beschränkt auf. Wir haben sie einmal in dem Kern der Altnackskaule und dann an zwei Stellen in den mittleren Teilen des Telegraphenberges (siehe Abb. 1).

Dieses Gemisch von kompaktem und porösem Basalt geht nach Süden, soweit die Lesesteine zeigen, auf die man wegen des Fehlens von Aufschlüssen außer an dem Westrande und dem Ostrande angewiesen ist, etwa bis zu der Linie Bertenau—Manroth. Hier stößt es mit der aus kompaktem Basalt bestehenden Decke des Büchel zusammen. Anscheinend tritt der poröse Basalt bereits auf dem Südhange des Telegraphenberges zugunsten des kompakten Basaltes zurück. Wie sich jedoch der Übergang zwischen der Basaltmasse des Telegraphenberges und der der Decke im einzelnen vollzieht, läßt sich nicht

sagen. Anscheinend liegt eine Überlagerung der Decke durch „Lava" vor, worauf später noch eingegangen wird (siehe Abschnitt 4).

Der kompakte Basalt des Telegraphenberges und der Altnackskaule entspricht im wesentlichen demjenigen der angewitterten Teile der Decke, abgesehen von der an den beiden Kuppen vorkommenden Fluidalstruktur, die oben bereits beschrieben wurde.

Der feinporige Basalt, die „Lava", ist in ihren äußeren Erscheinungsformen denjenigen der Eifeler Basaltlava außerordentlich ähnlich. Die Menge, Größe und Gestalt der Poren ist sehr verschieden. Neben Stücken, die nur vereinzelte kleine Hohlräume enthalten und solchen, die geradezu schaumig sind, kommen alle Übergänge vor. Die Größe der Poren schwankt zwischen ganz feinen, mit bloßem Auge kaum zu erkennenden Löchern und solchen von 5 mm Durchmesser. Während die vereinzelt auftretenden Poren meist von unregelmäßiger und in der Regel eckiger Begrenzung sind, herrschen bei den schaumigen Gebilden rundliche Hohlräume vor. Bei dem grobporigen Basalt, den Krotzen, finden sich fast nur glatte, rundliche Hohlräume, die durch dünne Gesteinswände voneinander getrennt sind.

Die Farbe der Lava wechselt zwischen dunkel- und hellgrau, und zwar nimmt die hellere Farbe meist mit steigendem Porengehalt zu. Die Krotzen zeigen bei der Verwitterung vielfach eine rotbraune Färbung.

Von besonderer Ausbildung ist der Kern der Altnackskaule. Er besteht aus einem unregelmäßigen Gemenge von großen und kleinen Stücken von „Lava", kompaktem Basalt, Krotzen, Schlacken, Tuffmassen und gebrannten Schiefer- und Grauwackenstücken. Das Ganze ist zu einer festen Masse verbacken. Wir haben hier also eine typische Schlotbreccie vor uns.

Das Gestein der Altnackskaule ist in früheren Zeiten ausgebeutet und unter anderem zu dem Turm der angeblich im zwölften Jahrhundert erbauten Burg Altenwied, die wenige Kilometer westlich von hier an der Umbiegung der Wied in die südliche Richtung liegt, verwandt worden. Während sich die großen Blöcke aus Lava recht gut gehalten haben, zeigen die Stücke aus Schlotbreccie starke Verwitterungsspuren. Versuche, die Lava zu Mühlsteinen zu verarbeiten, haben zu keinem Erfolg geführt (Velten).

Der poröse Basalt unter der Decke des Büchel ist meist feinporig. Er ist ein meist mürbes Gestein von hellgrauer Farbe.

Der Tuff am Nordwestrande der Altnackskaule ist eine feinsandige Masse von dunkelgrauer Farbe. Das schwach verfestigte Gestein zeigt eine deutliche Schichtung.

c) Petrographische Verhältnisse

α) Mikroskopische Untersuchung

Die Gesteine aller untersuchten Fundpunkte zeigen trotz der im vorigen Abschnitt beschriebenen, oft nicht unbeträchtlichen äußeren Unterschiede in ihrer petrographischen Zusammensetzung so viele Übereinstimmungen, daß die mikroskopische Beschreibung am besten gemeinsam erfolgt. Der Untersuchung liegen rd. 45 Dünnschliffe zugrunde.

Als Einsprengling tritt Olivin und Augit verhältnismäßig reichlich auf, während Feldspat in erster Generation völlig fehlt.

Die Olivine überwiegen in manchen Proben den Augit. Sie sind meistens ziemlich klein, ½—1 mm; 2—3 mm ist schon recht selten; nur vereinzelt erreichen sie in Richtung der c-Achse bis 4 mm. Korrosionen sind außerordent-

lich verbreitet; in manchen Schliffen ist fast jeder Kristall mehr oder weniger angefressen. Sie sind charakteristischerweise nur in manchen, rasch erstarrten, oft stärker porösen Gesteinen (z. B. vom Telegraphenberg) seltener, in denen Resorptionen nur noch untergeordnet stattfinden konnten. Serpentinisierung kommt meistens nur von Sprüngen aus vor und ist dann sicher als Reaktionserscheinung zwischen Ausscheidung und Magma anzusehen, wie es auch Lehmann (1930, S. 327) vom Stöffel bei Marienberg beschreibt. Auch die Häufungen der kleinen Augite der Grundmasse um derartige Olivine, die gelegentlich gut zu beobachten sind, deuten auf solche Erscheinungen hin. Glasige Rinden scheinen ebenfalls vorzukommen, sind aber meistens zersetzt. Randliche Rotfärbung ist in manchen Schliffen weit verbreitet.

Die Augite sind bald häufiger, bald seltener als die Olivine, denen sie auch in der Größe meistens entsprechen. Gelegentlich werden sie jedoch durchschnittlich etwas größer; einzelne erreichen 6—8 mm. Die Korrosionen sind in der Regel nicht so stark ausgeprägt. — Die Augite werden im Dünnschliff mit hellbräunlicher bis schwach violetter Farbe durchsichtig, neigen also schon zum Titanaugit hin. Einschlüsse von Olivin und Verwachsungen mit ihm kommen gelegentlich vor. Knäuelförmige Anordnung ist nicht selten.

Als Einsprengling findet sich ferner sehr selten Biotit. Er ist meistens magmatisch stark zersetzt und vielfach nur noch eben als solcher zu erkennen.

Die Feldspäte der Grundmasse sind vorwiegend leistenförmig und meistens recht klein. Sie sind nirgends reichlich, in manchen Teilen des Vorkommens sogar ausgesprochen spärlich, so daß C. Gagel das Gestein vom Büchel als Limburgit bezeichnete. ½ mm Kantenlänge ist schon als recht groß anzusehen, vielfach bleiben die Leistchen sogar noch unter 0,1 mm. Es handelt sich fast ausschließlich um Plagioklas. Seine chemische Zusammensetzung ist bei der Kleinheit der einzelnen Leisten nur in wenigen Schliffen mit leidlicher Sicherheit zu ermitteln und schwankt hier zwischen Ab 30 An 70 und Ab 55 An 45. Als mittlere Zusammensetzung kann etwa Ab 45 An 55 angesehen werden. Sanidin scheint überall spärlich zu sein und vielfach wohl sogar zu fehlen, soweit eben bei der Kleinheit der einzelnen Leisten eine sichere Bestimmung der Feldspäte überhaupt möglich ist.

Von Feldspatvertretern findet sich gelegentlich Nephelin versteckt in der Grundmasse, ist jedoch meistens als solcher nicht nachzuweisen, sondern ist im Glas selbst enthalten (s. unten). Leuzit, den angeblich Angelbis in der „Lava“ vom Telegraphenberg gefunden hat, woraus man auf eine Verwandtschaft dieser Gesteine mit denen des Rodderberges, also mit Laacher-See-Basalten, schließen könnte, habe ich nirgends feststellen können. Die einzige Möglichkeit, wie Angelbis zu seiner Ansicht kommen konnte, scheint mir darin zu liegen, daß sich in manchen, stärker porösen Gesteinen des Telegraphenberges und der Altnackskaule rundliche Hohlräume finden, die an Leuzitumrisse erinnern können. Leuzitsubstanz ist jedoch nirgends vorhanden. Außerdem finden sich gelegentlich Hohlräume, die auf das Herausbrechen isometrisch ausgebildeten Olivins zurückzuführen sind und deshalb stellenweise eine polygonale Umgrenzung zeigen. Auch derartige Hohlräume könnten allenfalls mit Leuzit verwechselt worden sein. — Daß auch der Chemismus gegen das Vorkommen von Leuzit, also gegen eine Verwandtschaft mit den Laacher-See-Basalten spricht, wird weiter unten noch erörtert.

Augit ist das häufigste Mineral der Grundmasse. Seine Beschaffenheit entspricht der der Einsprenglingsaugite. Zwillingsbildung nach (100) ist weit

verbreitet. — Kleine Biotite finden sich außerordentlich spärlich. Hornblende scheint ganz zu fehlen. Erz — Titanmagneteisen und Titaneisen — wechselt in seiner Menge ziemlich stark. Es tritt teils in größeren Körnern und Kristallen, teils in feinster Verteilung auf. Beide Arten des Vorkommens finden sich gelegentlich nebeneinander, so daß man in diesen Fällen von zwei Generationen sprechen kann. — Apatit ist nicht gerade häufig.

Glas findet sich überall in der Grundmasse, wenn auch in etwas wechselnder Menge, und ist vielfach recht reichlich. Es ist meistens sehr hell, fast farblos, bis schwach bräunlich und oft ganz fein durchstäubt. Mit Salzsäure gelatiniert es unter reichlicher Bildung von Kochsalzwürfeln. In dem Glas verbirgt sich also ein beträchtlicher Nephelingehalt. — Zersetzung in zeolithische Substanzen ist gelegentlich zu beobachten.

Im einzelnen finden sich natürlich mancherlei Verschiedenheiten unter den Gesteinen, vor allem hinsichtlich der Häufigkeit und der Größe der einzelnen Gemengteile. Doch sind die Unterschiede innerhalb der Decke vom Büchel und innerhalb der Gesteine des Telegraphenberges vielfach größer, als zwischen dem Deckengestein und dem des Telegraphenberges. Auch das Gestein des Bertenauer Kopfes stimmt mit der oben gegebenen Beschreibung durchaus überein. An der unmittelbaren petrographischen Zusammengehörigkeit der Gesteine ist also schon nach dem Dünnschliffbild nicht zu zweifeln.

Vielfach hängen die Unterschiede nur mit der Art der Erstarrung zusammen. So wurde schon auf das gelegentliche Vorkommen relativ wenig korrodierter Olivine in rasch erstarrten Gesteinen hingewiesen. Das Erz findet sich in diesen randlichen Partien fast immer in feiner und feinster Verteilung, und dann auch sehr reichlich, so daß das ganze Schliffbild davon erfüllt ist. Die Feldspatleisten sind dann meistens besonders fein und gleichzeitig sehr spärlich. — Die stärker schlackigen Teile machen oft den Eindruck, als wären sie aus zahlreichen einzelnen Teilchen von etwa Millimetergröße zusammengebacken. — Diese zwar noch einheitlichen, aber doch schon aus winzigen Partikelchen zusammengesetzten Gesteine leiten zu eigentlichen Breccien über, wo in einer vorwiegend glasigen Masse Basaltbröckchen verschiedener Ausbildung und verschiedener Größe liegen, aus denen sich schließlich die grobe Schlotbreccie der Altnackskaule entwickelt.

Der geschichtete, feinkörnige Tuff der Altnackskaule bietet nichts Besonderes. Neben wechselnd ausgebildeten Basaltbröckchen (sehr häufig sind glasreiche, durch und durch von Erz erfüllte) und zahlreichen Bruchstücken von Augit und Olivin, sehr selten auch von magmatisch zersetztem Biotit, finden sich vereinzelt Stückchen des beim Ausbruch durchschlagenen Untergrundes, doch treten sie gegen die basaltischen Komponenten stark zurück.

β) Chemische Untersuchung

Zur Feststellung des Chemismus der Bertenauer Basalte wurden im Laboratorium der Preuß. Geol. Landesanstalt drei Analysen angefertigt. Die Resultate — Gewichts- und Molekularprozente — finden sich in der Tabelle 1, zusammen mit einer von C. Gagel veröffentlichten, ebenfalls im Laboratorium der Geol. Landesanstalt gefertigten Analyse. Tabelle 2 enthält die Niggli'schen Werte. Hinzugefügt ist ein Wert k', der das Verhältnis von K_2O zur Gesamtsumme der Basen darstellt. k' und ein entsprechender Wert für Na_2O würden also gleich alk sein.

Tabelle 1

	1		2		3		4	
	Gew.%	Mol.%	Gew.%	Mol.%	Gew.%	Mol.%	Gew.%	Mol.%
SiO_2	40,03	43,85	40,88	44,86	41,56	45,04	40,30	43,20
TiO_2	2,00	1,64	2,10	1,73	2,22	1,80	2,44	1,96
P_2O_5	0,06	0,03	0,07	0,04	0,08	0,04	0,48	0,21
Al_2O_3	17,63	11,36	18,25	11,78	17,57	11,20	13,02	8,21
Fe_2O_3	5,97	2,45	6,19	2,55	4,59	1,87	4,53	1,82
FeO	4,99	4,55	4,36	3,99	6,24	5,64	8,04	7,19
MnO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07	0,06	0,25	0,22
MgO	11,93	19,60	10,87	17,89	10,45	16,99	11,44	18,40
CaO	11,21	13,16	11,30	13,29	11,24	13,05	11,89	13,65
Na_2O	2,67	2,83	2,98	3,17	3,27	3,43	2,92	3,03
K_2O	0,69	0,48	0,92	0,65	1,27	0,88	2,55	1,74
H_2O+	3,07	—	2,50	—	2,00	—	1,99	—
H_2O-							0,49	—
Cl	—	—	—	—	—	—	0,12	0,21
SO_3	—	—	—	—	—	—	0,20	0,16
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
	100,30	100,00	100,48	100,00	100,56	100,00	100,66	100,00
	Spez. Gew.[4]): 3,068		Spez. Gew.[4]): 3,031		Spez. Gew.[4]): 3,024		Spez. Gew.[4]): 3,051	

1. Poröser Basalt aus dem alten Steinbruch am Telegraphenberg. Analytiker: HEYKES.
2. Poröser Basalt vom Nordwestvorsprung des Telegraphenberges. Analytiker: HEYKES.
3. Kompakter Basalt vom Bertenauer Kopf, Südostecke. Analytiker: HEYKES.
4. Kompakter Basalt vom Büchel. Analytiker: UTESCHER (nach GAGEL, 1927).

Tabelle 2

NIGGLI-Werte der Bertenauer Gesteine

	si	qz	ti	p	al	fm	c	alk	k'	k	mg	c/fm	Schnitt
1	78	—46	2,90	0,05	20	51	23	6	0,85	0,14	0,68	0,46	IV
2	80	—48	3,08	0,06	21	48	24	7	1,15	0,17	0,66	0,49	IV
3	82	—50	3,28	0,07	20,5	48	23,5	8	1,60	0,20	0,64	0,49	IV
4	77	—57	3,50	0,39	14,5	52,5	24,5	8,5	3,11	0,37	0,62	0,46	IV

Die Gesteine weisen auch chemisch eine weitgehende Übereinstimmung auf. Sie sind stark basisch (si rd. 80); die Quarzzahl liegt im Durchschnitt bei etwa —50. Die k- und k'-Werte sind nur in der Analyse 4 etwas höher, sonst durchweg recht niedrig. Der Gesamtwert der Alkalien ist etwas geringer als für den Typus des theralithgabbroiden Magmas NIGGLI's, mit dem unsere Gesteine trotz des etwas niedrigen si die größte Ähnlichkeit besitzen. Gute Übereinstimmung zeigen unsere Analysen mit dem an derselben Stelle nach BRÖGGER mitgeteilten Mittel von 38 Nephelinbasaltanalysen, die dem theralithgabbroiden

[4]) Am Pulver bestimmt.

Magmentyp angehören (s. Tabelle 3). Die Analyse 4 weist auf Übergänge in die Kalireihe (shonkinitische Magmen) hin, worauf weiter unten noch näher eingegangen wird.

Tabelle 3

	si	al	fm	c	alk	h	mg	Schnitt
Mittel von Analyse 1—4	79	19	50	24	7	0,22	0,65	IV
Typus des theralithgabbroiden Magmas	90	20	46	23	11	0,25	0,50	IV
Mittel von 38 Analysen von Nephelinbasalten	73	13	54	25	8	0,21	0,63	IV

Es ergibt sich also zusammengefaßt nach der mikroskopischen und nach der chemischen Untersuchung, daß die „Laven", die porösen Gesteine vom Telegraphenberg und der Altnackskaule, petrographisch mit der Decke vom Büchel identisch sind. Auch der Basalt des Bertenauer Kopfes zeigt soviel Ähnlichkeit mit den drei anderen Vorkommen, daß man ihn nicht gut als etwas Fremdes ansehen kann.

Ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihrem Chemismus gemäß sind die Bertenauer Gesteine nach der alten Bezeichnungsweise als Feldspatbasalte mit Übergängen zu Nephelinbasanit bzw. als Nephelinbasanite zu benennen. — Die Basalte vom Stöffel im Hohen Westerwald bezeichnet Lehmann (1930) als Essexitbasalte. Sie unterscheiden sich, wie weiter unten näher ausgeführt wird, von unseren Gesteinen durch einen nicht unerheblich höheren Feldspatgehalt. Der Name Essexitbasalt ist daher auf die Bertenauer Gesteine nicht mehr ohne Einschränkung anwendbar. Sie neigen vielmehr zu den Atlantiten Lehmann's und sind z. T. schon als eigentliche Atlantite anzusehen.

d) Vergleich mit Basalten der näheren und weiteren Umgebung

α) Laacher-See-Gebiet

Bei der äußeren Ähnlichkeit der Gesteine des Telegraphenberges und der Altnackskaule mit den diluvialen Basaltlaven des Laacher-See-Gebietes lag natürlich der Gedanke nahe, daß es sich, ähnlich wie bei dem nicht weit entfernten Rodderberg, um einen Vorposten des quartären Vulkangebietes des Laacher Sees handeln könne, wozu noch besonders die Bemerkung v. Dechen's verleitete, Angelbis habe Leuzit nachgewiesen. Bei diesem Vergleich muß natürlich von vornherein der Tatsache Rechnung getragen werden, daß die kompakten Gesteine der Decke vom Büchel mit denen des Telegraphenberges und der Altnackskaule zusammengehören.

Die Laacher-See-Basalte sind chemisch — siehe die Niggli-Werte aller modernen Analysen in der Tabelle 4 — durch eine hohe alk-Zahl, besonders durch hohes k und k' ausgezeichnet. Sie gehören zum Teil der Kalireihe Niggli's an (monzonitisch oder shonkinitisch), z. T. stehen sie an der Grenze der Kali- zur Natronreihe; shonkinitisch-theralithische Magmen kommen vor; doch überwiegt im allgemeinen der mediterrane Charakter. Das mineralogische Charakteristikum ist der Leuzit. Mit ihm zusammen kommt meistens Nephelin vor; Plagioklas ist selten oder fehlt ganz. Auf Besonderheiten braucht hier natürlich nicht eingegangen zu wer-

den; nur die Melilithnephelinite seien erwähnt; sie weichen auch chemisch teilweise nicht unerheblich von den anderen Gesteinen ab (niedriges fm, hohes c); der Leuzit tritt in diesen Gesteinen etwas zurück.

Tabelle 4

NIGGLI-Werte der Laacher-See-Basalte

Nr.	si	qz	ti	p	al	fm	c	alk	k'	k	mg	c/fm	Schnitt
1	74	—72	4,77	0,15	16	42	30,5	11,5	3,53	0,30	0,58	0,73	V
2	76	—74	4,87	0,52	18	39	30,5	12,5	4,99	0,40	0,63	0,78	V
3	80	– 74	4,71	0,45	17	50	19,5	13,5	5,02	0,37	0,59	0,39	III
4	81	—57	4,28	0,64	15,5	47,5	27,5	9,5	2,65	0,28	0,63	0,58	IV
5	83	—57	4,78	0,22	17,5	45	27,5	10	4,31	0,42	0,67	0,61	IV
6	84	—54	4,10	0,45	14,5	50	26	9,5	3,62	0,39	0,60	0,52	IV
7	86	—82	3,90	0,13	20	34	29	17	5,60	0,34	0,41	0,85	V
8	87	—63	4,87	0,73	17	43	27,5	12,5	4,24	0,34	0,59	0,64	IV
9	87	—43	4,58	0,48	15	49	28,5	7,5	2,74	0,35	0,64	0,59	IV
10	90	—58	5,18	—	18	42	28	12	4,09	0,35	0,36	0,67	IV/V
11	90	—60	4,93	0,33	19,5	50,5	27,5	12,5	3,64	0,29	0,57	0,69	V
12	90	– 62	2,20	0,49	17	45,5	24,5	13	4,22	0,32	0,66	0,53	IV
13	91	—47	4,83	0,50	17	45,5	28	9,5	3,39	0,37	0,63	0,61	IV
14	91	—75	4,63	0,79	17,5	33	33	16,5	5,59	0,34	0,38	0,99	V
15	96	—82	2,97	0,73	20,5	35,5	24,5	19,5	6,94	0,36	0,43	0,69	V
16	97	—75	4,31	0,42	19,5	38	24,5	18	6,10	0,34	0,48	0,64	IV
17	100	—72	4,20	0,57	21,5	36	24,5	18	5,80	0,32	0,40	0,68	V
18	116	—68	3,05	0,44	24	32,5	22,5	21	6,55	0,31	0,52	0,68	V
19	125	—35	4,51	0,30	25	34	26	15	4,85	0,40	0,54	0,77	V

1. Melilithnephelinit (Schlacke). Herchenberg. Nach BRAUNS, 1927, S. 476, Analyse IV.

2. Melilithnephelinit. Herchenberg. BRAUNS, 1927, S. 476, Analyse III.

3. Dichter Leuzitbasalt. Lorenzfelsen. BRAUNS, 1927, S. 484, Analyse XII.

4. Magmabasalt. Auswürfling aus Phonolithtuff. Rabenköpfchen bei Hannebach. BRAUNS, 1927, S. 494, Analyse XXIII.

5. Leuzit-Nephelinbasanit. Bausenberg. BRAUNS, 1927, S. 478, Analyse V.

6. Leuzitbasalt. Fornicher Kopf. BRAUNS, 1927, S. 481. Analyse X.

7. Melilithnephelinit. Hannebacher Ley. BRAUNS, 1927, S. 480, Analyse VIII.

8. Leuzit-Nephelinbasalt. Steinbruch südl. Plaidt. BRAUNS, 1927, S. 492, Analyse XX.

9. Leuzitbasanit. Veitskopf. BRAUNS, 1927, S. 483, Analyse XI.

10. Leuzit-Nephelinbasalt. Rodderberg. BRAUNS, 1927, S. 479, Analyse VI.

11. Leuzitbasalt. Auswürfling aus den grauen Trachyttuffen vom Laacher See. BRAUNS, 1927, S. 493, Analyse XXII.

12. Leuzitbasanit. Thür. BRAUNS, 1927, S. 489, Analyse XVII.

13. Leuzitbasanit. Auswürfling aus den grauen Trachyttuffen vom Laacher See. BRAUNS, 1927, S. 493, Analyse XXI.

14. Melilithnephelinit. Hannebacher Ley. BRAUNS, 1927, S. 480, Analyse IX.

15. Leuzitit, hauynreich, Hochsimmer. BRAUNS, 1927, S. 487, Analyse XV.

16. Leuzitbasalt. Sulzbusch. BRAUNS, 1927, S. 485, Analyse XIII.

17. Leuzitit, hauynreich. Hochsimmer. BRAUNS, 1927, S. 487, Analyse XIV.

18. Leuzit-Nephelintephrit. Niedermendig. BRAUNS, 1927, S. 490, Analyse XVIII.

19. Leuzit-Nephelintephrit. Ettringer Bellerberg. BRAUNS, 1927, S. 489, Analyse XVI.

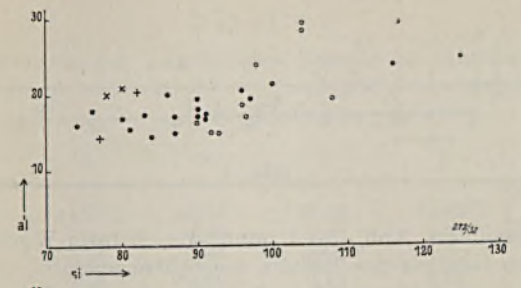


Abb. 3

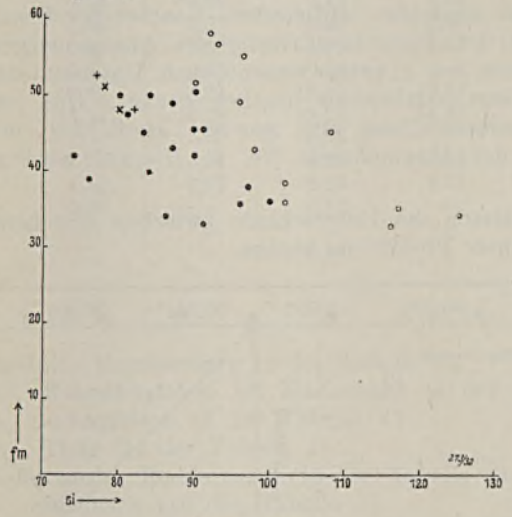


Abb. 4

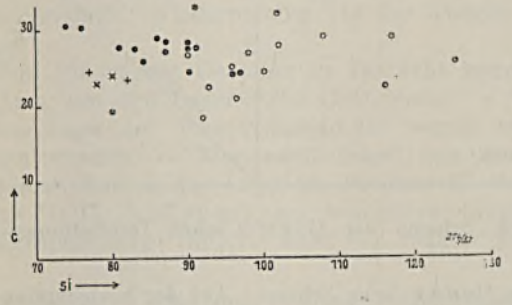


Abb. 5

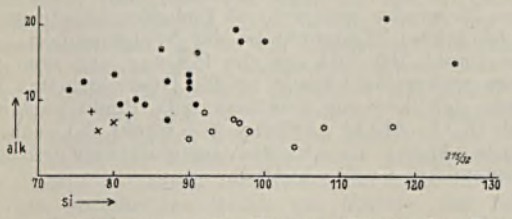


Abb. 6

Abb. 3—7. Vergleichende Diagramme der NIGGLI-Werte der Bertenauer Gesteine mit den Laacher-See- und den Westerwald-Basalten

+ Kompakte Basalte vom Büchel und Bertenauer Kopf; × poröser Basalt vom Telegraphenberg; ● Laacher-See-Basalte; O Westerwald-Basalte.

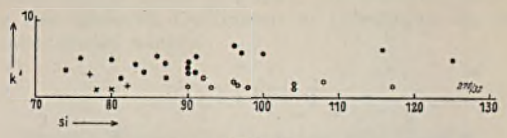


Abb. 7

In den Diagrammen Abb. 3—7 sind die NIGGLI-Werte der Bertenauer Gesteine denen der Laacher-See-Basalte gegenübergestellt. — Hinsichtlich ihres si stehen sie den niedrigst silifizierten Laacher-See-Basalten gleich. Entsprechend der Art der Zusammenfassung der Analysenergebnisse zeigen sich bei al, fm und auch bei c keine wesentlichen Unterschiede. Nur bei alk, k und k' tritt die Gegensätzlichkeit deutlich heraus. Das einzige Gestein, das nach dieser Zusammenstellung eine gewisse Ähnlichkeit mit den Bertenauer Basalten hat, ist der Magmabasalt Nr. 4. Hierauf wird gleich noch näher eingegangen.

Noch krasser treten die Unterschiede zwischen den beiden Gesteinsreihen in der HOMMEL'schen Projektion heraus.

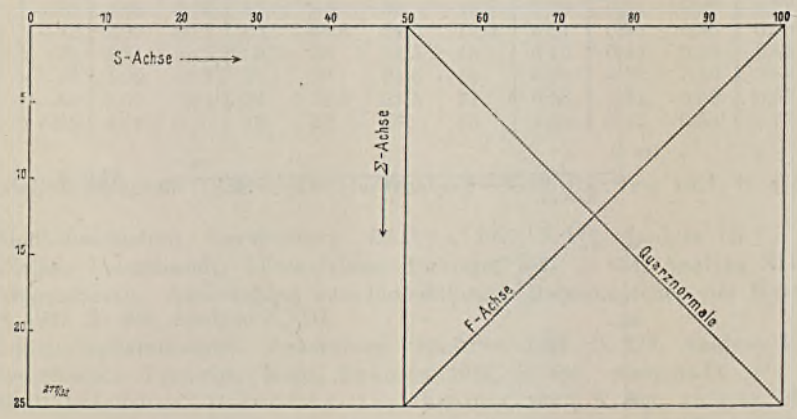


Abb. 8. Schema der HOMMEL'schen Darstellungsweise

Abb. 8 zeigt das HOMMEL'sche Schema. Auf der horizontalen Geraden (S-Achse) werden die Werte für SiO_2 (Molekularprozente) von 0—100 aufgetragen (1 cm = 2 %). Bei SiO_2 = 50 werden senkrecht 25 Einheiten abgetragen, wobei 1 cm gleich 1 % gerechnet wird (Σ-Achse). Endpunkt ist der Nephelinpunkt. Die Verbindung des Nephelinpunktes zum Punkt 100 SiO_2 ist die F-Achse und eine vom Punkt 50 SiO_2 gezogene, zur F-Achse senkrechte Gerade ist die Quarznormale. Ein Gestein wird in der Weise eingetragen, daß man von dem betr. SiO_2-Punkt nach unten den Wert für das Orthoklasradikal ($K_2O \cdot Al_2O_3$) aufträgt (= Punkt K), von dort den Wert für das Albitradikal ($Na_2O \cdot Al_2O_3$) (= Ort des Gesteins) und drittens von dort aus den Wert für das Anorthitradikal $Ca\,O \cdot Al_2O_3$ [5]).

[5]) Näheres s. HOMMEL: Grundzüge der systematischen Petrographie, Berlin 1919, und GELLER: Die Deutung der Gesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte und die petrographische Systematik auf genetischer Grundlage. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., Heft 142, 1932.

Tabelle 5

Analysenwerte einiger Laacher-See-Basalte in Molekularprozenten

	Molekularprozente						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	43,34	44,20	44,33	47,48	47,82	48,75	53,60
TiO_2	2,79	2,33	2,60	1,13	2,76	2,16	1,42
P_2O_5	0,30	0,35	0,25	0,26	—	0,21	0,20
Al_2O_3	10,19	8,48	9,38	9,14	9,79	9,74	11,02
Fe_2O_3	3,69	1,56	2,37	1,90	3,85	2,06	1,89
FeO	0,86	5,81	5,82	4,28	4,55	5,29	3,40
MnO	—	0,57	0,65	0,18	—	0,47	0,16
MgO	14,19	16,32	16,34	15,77	10,07	9,19	7,66
CaO	17,51	15,04	10,78	12,78	14,91	12,23	10,13
BaO	—	—	—	0,06	—	—	0,09
Na_2O	4,27	3,70	4,71	4,54	4,08	6,04	6,66
K_2O	2,86	1,44	2,77	2,23	2,17	3,06	3,01
SO_3	—	0,20	—	0,11	—	0,03	0,48
CO_2	—	—	—	—	—	0,57	0,21
Cl	—	—	—	0,14	—	0,20	0,07
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1. Melilithnephelinit. Herchenberg (2 der Tabelle 4).
2. Magmabasalt. Rabenköpfchen bei Hannebach (4 der Tabelle 4).
3. Leuzitbasalt. Lorenzfelsen (3 der Tabelle 4).
4. Leuzitbasanit. Thür (12 der Tabelle 4).
5. Leuzit-Nephelinbasalt. Rodderberg (10 der Tabelle 4).
6. Leuzitbasalt. Sulzbusch (16 der Tabelle 4).
7. Leuzit-Nephelintephrit. Niedermendig (18 der Tabelle 4).

Abb. 9 stellt den für unsere Gesteine in Betracht kommenden Ausschnitt aus dem Schema dar. Von den Laacher-See-Gesteinen — s. Tabelle 5 — konnten der gedrängten Lage der Projektionspunkte wegen nur einige typische Beispiele genommen werden. — Man sieht sofort den grundlegenden Unterschied beider Gesteinsreihen in der Lage des Punktes K. Auf die Analyse des Rodderberg-Basaltes (SiO_2 = 47,82 %) sei besonders hingewiesen, weil die „Lava“ vom Telegraphenberg (SiO_2 = 43,85 %) früher mit ihm verglichen wurde.

Nur der Magmabasalt Nr. 5 zeigt auch in dieser Projektionsart eine gewisse Ähnlichkeit mit den Bertenauer Gesteinen, vor allem mit dem an Alkalien und besonders an K_2O reicheren Gestein vom Büchel. Dies beruht jedoch nur darauf, daß es kein typischer Laacher-See-Basalt ist. Es ist ein Limburgit, Auswürfling aus Phonolithtuffen im äußersten Nordwesten des Laacher-See-Gebiets vom Rabenköpfchen zwischen Hannebach und Engeln. Es ist sehr augitreich und enthält außerdem nach der Beschreibung von Brauns nur noch Olivin, spärlich magmatisch zerfallenen Biotit, Magneteisen und Glas, keinen Leuzit und keinen Nephelin; es ist also, wie Brauns schon hervorhebt, ein sonst im Laacher-See-Gebiet nicht bekanntes Gestein. Nach seiner Beschreibung stimmt es jedoch mit einem 100 m nördlich vom Rabenköpfchen gegen das Brohltal hin anstehenden Basalt gut überein, der nach seiner Lagerung wahrscheinlich der älteren, tertiären Ausbruchsperiode dieses Gebietes angehört. Beim Ausbruch des Phonolithtuffs dürften dann Bruchstücke dieses Gesteins in den diluvialen Tuff hineingeraten sein. Das Gestein hat also mit den diluvialen Laacher-See-Basalten nichts zu tun.

Es zeigt sich daher sowohl in der mineralogischen Zusammensetzung wie im chemischen Verhalten, daß die Bertenauer Gesteine keinesfalls petrographisch an die Laacher-See-Basalte angeschlossen werden können.

β) Westerwald

Es wurde schon erwähnt, daß die Decke vom Büchel im westlichen Westerwald das einzige, sicher nachgewiesene Vorkommen dieser Art ist. Sonst treten, vielleicht abgesehen vom Hühnerberg, nur einzelne kleinere und größere,

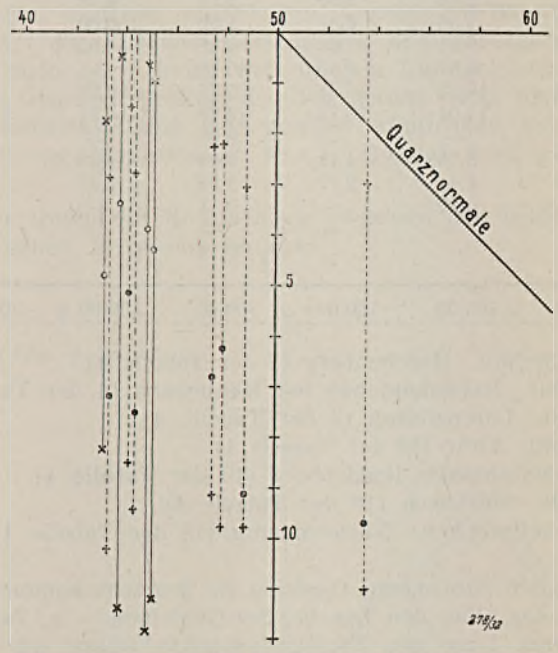


Abb. 9. Vergleichendes Diagramm der Bertenauer Gesteine mit Laacher-See-Basalten nach der HOMMEL'schen Darstellungsweise. Ausgezogene Verbindungslinien: Bertenauer Gesteine; gestrichelte Verbindungslinien: Laacher-See-Basalte

schlotartige Durchbrüche auf. — Von rd. 80 Vorkommen der näheren Umgebung (Gebiet zwischen dem Rhein und einer Linie Honnef—Krautscheid—Altenkirchen—Waldbreitbach) standen Dünnschliffe zur Verfügung. Die Untersuchung ergab die auffallende Tatsache, daß fast alle diese Basalte von den Bertenauern deutlich verschieden sind, und zwar vor allem durch die viel stärkere Beteiligung des Plagioklases an der Zusammensetzung der Grundmasse und dem Zurücktreten bzw. völligen Verschwinden der Glasbasis und des Nephelins. Gelegentlich tritt in diesen Gesteinen der Feldspat auch in zwei Generationen auf (z. B. Markhubel [500 m w. Ägidienberg], Kl. Leyberg, Vorkommen s. Broderkonsberg, bei Steinringen, P. 365,1 w. Steinshard, 500 m n. Weißfeld, Türkenhügel bei Vettelschoß). Mit den Bertenauer Gesteinen vergleichbar sind nur vereinzelte Vorkommen, vor allem Bennauer Kopf und Hinterplager Kopf.

Die Bertenauer Gesteine nehmen also nicht nur hinsichtlich ihres geologischen Auftretens, sondern auch

wegen ihrer petrographischen Zusammensetzung eine gewisse Sonderstellung im westlichen Westerwald ein.

Auch die Basalte der meisten Decken des Hohen Westerwaldes — Dachbasalte und von den „Sohl"basalten die Intrusivvorkommen, die mit den Dachbasalten identisch zu sein scheinen — stimmen nach dem mir vorliegenden Material mit den Bertenauern nicht überein. Sie führen ebenfalls wesentlich mehr Feldspat, wie auch die Untersuchungen Lehmann's am Stöffel zeigen.

Ein Vergleich der chemischen Verhältnisse wird leider dadurch erschwert, daß brauchbare Analysen von Westerwaldbasalten noch recht spärlich sind. Es existiert zunächst eine von L. Buchner (1920) mitgeteilte Analysenreihe von „Sohl"- und Dachbasalten der Umgebung von Marienberg. Die Originalschliffe habe ich zwar nicht durchgesehen; doch handelt es sich nach der Beschreibung auf S. 184 und folg. der Buchner'schen Arbeit und den mir zur Verfügung stehenden Schliffen derselben Fundpunkte um die feldspatreicheren Basalte, womit auch die Analysenergebnisse übereinstimmen. Ob die auffallenden Schwankungen in der Zusammensetzung, wie Bubnoff auf S. 187 der Buchner'schen Arbeit angibt, nur auf starke Verschiedenheiten in der mineralogischen Zusammensetzung (± große Häufigkeit von Olivinen oder dgl.) zurückzuführen sind, oder ob hier noch andere Momente mitspielen (z. B. Verwitterung oder ? Analysenfehler), sei dahingestellt. Ebenfalls vom Hohen Westerwald stammen die beiden von Lehmann (1930) bearbeiteten Analysen vom Stöffel. Die Molekularprozente beider Analysenreihen sind in der Tabelle 6 vereinigt.

Tabelle 6

Analysenwerte von Basalten des Hohen Westerwaldes in Molekularprozenten

	Molekularprozente							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53,68	52,25	52,89	50,85	48,85	52,51	48,62	47,76
TiO_2	0,19	0,22	0,16	0,22	0,14	0,17	2,44	2,28
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,06	0,04
Al_2O_3	14,23	14,75	9,65	12,51	8,85	14,28	8,70	7,91
Fe_2O_3	2,23	2,54	2,14	2,84	2,93	2,96	1,60	2,22
FeO	8,12	8,31	8,07	9,38	7,28	9,32	6,22	6,09
MnO	0,17	0,28	0,22	0,19	0,18	0,23	0,13	0,15
MgO	3,99	5,78	9,54	6,90	14,31	2,56	18,28	19,42
CaO	14,13	13,89	14,21	14,06	14,70	16,06	10,51	9,74
Na_2O	2,44	1,27	2,12	2,23	1,84	1,04	2,41	3,11
K_2O	0,82	0,71	1,00	0,82	0,92	0,87	1,03	1,28
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1. „Dachbasalt"; Grube Alexandria bei Marienberg im Hohen Westerwald.
2. „Sohlbasalt"; Fundort wie 1.
3. „Dachbasalt"; Grube Nassau bei Marienberg.
4. „Sohlbasalt"; Fundort wie 2.
5. „Dachbasalt"; Grube Viktoria bei Marienberg.
6. „Sohlbasalt"; Fundort wie 5.
   1—6 nach Buchner, 1920, S. 186, berechnet.
7. „Essexitbasalt"; Stöffel. Nach Lehmann, 1930, S. 349.
8. „Essexitbasalt"; Stöffel. Nach Lehmann, 1930, S. 349.

Zwei weitere, im Jahre 1923 im Laboratorium der Geol. Landesanstalt angefertigte Analysen aus dieser Gegend, je ein Dach- und „Sohl"-Basalt der Wilhelmszeche bei Bach, sind in Gewichts- und Molekularprozenten in der Tabelle 7 zusammengestellt.

Tabelle 7

	1		2	
	Gew. %	Mol. %	Gew. %	Mol. %
SiO_2	43,60	48,02	43,35	48,58
TiO_2	2,43	2,01	3,32	2,79
P_2O_5	0,49	0,23	0,67	0,30
Al_2O_3	12,11	7,84	14,08	9,28
Fe_2O_3	4,18	1,72	5,03	2,11
FeO	7,26	6,66	7,23	6,75
MgO	11,48	18,96	8,25	13,87
CaO	9,83	11,60	10,50	12,62
Na_2O	2,12	2,26	2,36	2,56
K_2O	1,00	0,70	1,59	1,14
H_2O	6,18	—	3,51	—
	100,68	100,00	99,99	100,00
	Spez. Gew.: 2,809		Spez. Gew.: 2,860	

1. Hangender Basalt („Dachbasalt") von der Wilhelmszeche bei Bach. Analytiker: EYME.
2. Liegender Basalt („Sohlbasalt") von der Wilhelmszeche bei Bach. Analytiker: EYME.

Die beiden Basalte von der Wilhelmszeche führen in etwas wechselnder Häufigkeit Einsprenglinge von Olivin und Augit; Feldspat kommt nur in zweiter Generation vor. Die Olivine zeigen vielfach deutliche, die Augite schwächere Korrosionserscheinungen. — In der Grundmasse sind die meistens leistenförmigen Feldspate ziemlich reichlich; es sind weitaus überwiegend Plagioklase von mittlerer Zusammensetzung Ab 40 An 60, während die Sanidine spärlich zu sein scheinen. Augit ist ebenfalls reichlich. Glas tritt in dem liegenden Basalt stark zurück. Das Erz — Titaneisen und wohl ± titanhaltiges Magneteisen — kommt im hangenden Basalt in größeren Körnern vor, im liegenden in feinerer Verteilung. Apatit ist selten. — Der hangende Basalt ist ziemlich weitgehend zersetzt, vor allem sind die meisten Olivine serpentinisiert.

Tabelle 8

NIGGLI-Werte von Basalten des Hohen Westerwaldes

	si	qz	ti	p	al	fm	c	alk	k'	k	mg	c/fm	Schnitt
1	90	—30	0,37	—	16,5	51,5	27	5	1,70	0,34	0,52	0,53	IV
2	92	—42	4,37	0,1	15	58	18,5	8,5	2,46	0,29	0,65	0,33	III
3	93	—31	3,90	0,45	15	56,5	22,5	6	1,36	0,24	0,65	0,40	III
4	96	—34	5,53	0,63	18,5	49	25	7,5	2,25	0,31	0,57	0,51	IV
5	96,5	—32	4,8	0,1	17	55	21	7	2,04	0,29	0,65	0,38	III
6	98	—26	0,53	—	24	43	27	6	1,57	0,27	0,31	0,63	IV
7	104	—12	0,42	—	28,5	36	32	4	1,73	0,46	0,15	0,89	V
8	104	—12	0,58	—	29,5	38,5	28	4	1,42	0,36	0,30	0,71	V
9	108	—18	0,40	—	19,5	45	29	6,5	2,04	0,32	0,43	0,64	IV
10	117	— 9	0,43	—	29,5	35	29	6,5	1,69	0,26	0,24	0,84	V

1. Dachbasalt. Grube Viktoria.
2. „Essexitbasalt". Stöffel (nach Lehmann).
3. Hangender Basalt. Wilhelmszeche.
4. Liegender Basalt. Wilhelmszeche.
5. „Essexitbasalt". Stöffel (nach Lehmann).
6. „Sohl"basalt. Grube Nassau.
7. „Sohl"basalt". Grube Viktoria.
8. „Sohl"basalt. Grube Alexandria.
9. Dachbasalt. Grube Nassau.
10. Dachbasalt. Grube Alexandria.

Ein Vergleich der Niggli-Werte — siehe Tabelle 8 und die Diagramme Abb. 3—7, S. 793/94 — zeigt zunächst, daß die Bertenauer Gesteine weitaus das niedrigste si besitzen. Erz und Olivin spielen bei ihnen keine größere Rolle, als in den übrigen Gesteinen, was in den nicht allzu hohen Werten für fm zum Ausdruck kommt. Dagegen weisen die verhältnismäßig erheblichen Werte für alk und al darauf hin, daß die niedrige si-Zahl auf dem Gehalt an Feldspatvertretern — nach dem Schliffbild Nephelin und nephelinitoides Glas — beruhen muß.

Die vergleichende Übersicht der Niggli-Werte zeigt ferner die schon öfter betonte (z. B. Lehmann, 1930, S. 360) Mittelstellung der Westerwaldbasalte innerhalb der verschiedenen Magmenreihen. Daß die Analyse 4 die Tendenz zur Kalireihe zeigt, wurde schon oben hervorgehoben. Es finden sich aber auch Anklänge an die Kalkalkalireihe. So lassen sich die meisten der von Buchner mitgeteilten Analysen auf gabbroide Magmen (normalgabbroid bis ossipitisch) beziehen. — Jedenfalls ergibt sich aus den Diagrammen, daß die Bertenauer Basalte in die Westerwaldprovinz einzuordnen sind, die in gewissem Sinne eben als Mischprovinz, mit allerdings überwiegend atlantischem Gepräge[6]), aufzufassen ist; sie gehören nicht in die Laacher-See-Reihe, die trotz der gelegentlich hervortretenden Anklänge an die Natronreihe doch ausgesprochen mediterran ist.

Sehr klar tritt die Stellung der Bertenauer Gesteine zu den übrigen Westerwaldbasalten in dem Hommel-Diagramm Abb. 10 heraus. — Eine Berechnung des normativen Feldspats ergibt allerdings ein schiefes Bild. Denn bei den an CaO (das aber großenteils im Augit vorliegt) sehr reichen Bertenauer Gesteinen geht bei dem relativ hohen Tonerdegehalt (im Glas bzw. Nephelin) ein großer Teil des CaO bei der Berechnung als Anorthit ein, so daß, wenn man auf den beobachteten Plagioklas umrechnet, vielfach nur ein ganz geringer Prozentsatz Nephelin bleibt. — Einen guten Anhalt für sein mehr oder weniger reichliches Vorhandensein gibt dagegen die Quarzzahl. Aus den Dünnschliffuntersuchungen folgt, daß im großen und ganzen der Gehalt der Basalte an Olivin und Erz annähernd gleich ist. Die Quarzzahl gibt daher einen ungefähren Anhalt für die Menge des vorhandenen Nephelins. — Die höchste Quarzzahl beträgt bei den Basalten des Hohen Westerwaldes — 13, die geringste — 110, als Durchschnitt kann — 50 bis — 55 angesehen werden. Bei den Bertenauer Gesteinen sind es dagegen — 119 bis — 160. Hieraus folgt

[6]) Es ist selbstverständlich durchaus möglich, daß sich bei genauerer Untersuchung noch Gesetzmäßigkeiten zeigen, die uns nur deshalb zur Zeit noch verborgen sind, weil das Beobachtungsmaterial, vor allem auch in „stratigraphischer" Hinsicht — Unterscheidung verschiedener Eruptionsperioden — noch nicht ausreicht.

auch chemisch die erheblich größere Bedeutung des Nephelins bzw. eines nephelinitoiden Glases in den Bertenauer Gesteinen.

Nun gibt es aber auch im Hohen Westerwald deckenförmig auftretende Basalte, die mit den Bertenauer Gesteinen eine größere Ähnlichkeit besitzen. Sie finden sich vor allem in den höchsten Teilen des Gebirges, z. B. nördlich und nordwestlich von Rennerod. Sie müssen jünger als die Dachbasalte sein, was sich nördlich Fehl—Ritzhausen auch auf Grund bergbaulicher Aufschlüsse nachweisen läßt (s. auch unveröffentlichte Aufnahmen K. SCHLOSSMACHER's);

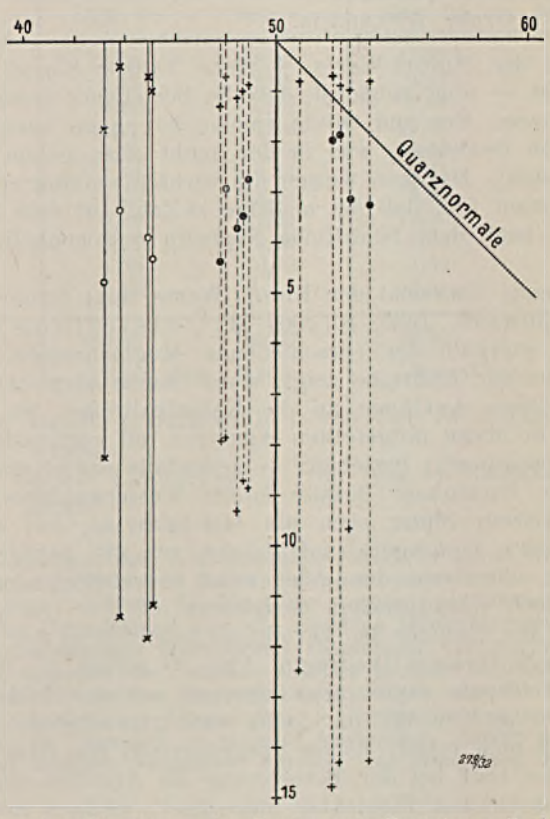


Abb. 10. Vergleichendes Diagramm der Bertenauer Gesteine mit den übrigen Westerwaldbasalten nach der HOMMEL'schen Darstellungsweise. Ausgezogene Verbindungslinien: Bertenauer Gesteine; gestrichelte Verbindungslinien: übrige Westerwaldbasalte.

sie können vielleicht mit KLÜPFEL (1929, S. 90) schon als Sarmat angesehen werden. Auch in diesen Gesteinen, in denen Olivin und Augit als Einsprenglinge auftreten können, bildet der Augit den weitaus überwiegenden kristallisierten Bestandteil in der Grundmasse. Plagioklas tritt sehr stark zurück. Daneben findet sich wieder das farblose bis schwach bräunliche Glas. — Analysen liegen leider noch nicht vor; die Gesteine sind auch vielfach ziemlich weitgehend zersetzt.

Daß gerade diese Gesteine die jüngsten sind, ist zweifellos kein Zufall. Unter den gut untersuchten Basalten Niederhessens und der Rhön treten ähn-

liche Typen auf, die ebenfalls stets zu den jüngsten Ausbrüchen gehören. Kl. Heykes (1930) sieht diese Magmen als niedrigst schmelzende Restschmelzen an, wodurch sich ohne weiteres ihr geologisches Auftreten erklärt. Wir sind daher, wenn wir auch von diesen Gesteinen im Westerwald bisher noch verhältnismäßig wenig wissen, doch zu der Annahme berechtigt, daß auch die Bertenauer Basalte zusammen mit den jüngsten Decken des Hohen Westerwaldes derartige Restschmelzen darstellen und daher jünger sind, als die weitaus meisten Gesteine ihrer Umgebung. Sie werden daher, wie die jüngsten Basalte des Hohen Westerwaldes, dem Obermiozän zugerechnet werden müssen und aus diesem relativ geringen Alter lassen sich die oben geschilderten geologischen Besonderheiten, vor allem ihre selbständige Stellung gegenüber den Basalten der Nachbarschaft erklären.

4. Alter und gegenseitige Beziehungen der Durchbrüche und Ergüsse

Wie sich aus der Übereinstimmung der petrographischen Zusammensetzung und der chemischen Verhältnisse ergibt, sind die einzelnen Durchbrüche und Ergüsse alle auf ein und dasselbe Magma zurückzuführen. Die oben als das Ergebnis selbständiger Durchbrüche bezeichneten Basaltmassen des Bertenauer Kopfes, des Telegraphenberges und der Altnackskaule wurden also alle aus demselben Magmaherde gespeist.

Da sich im Bereich der Basaltdecke des Büchel nicht nur keine Anhaltspunkte für eine weitere Durchbruchsstelle finden, vielmehr die überall zu beobachtende senkrechte Stellung der Säulen gegen eine solche im Bereich der Decke spricht, muß diese Basaltmasse in einem der benachbarten Durchbruchskanäle emporgedrungen sein, um sich dann als Decke zu ergießen. Der Bertenauer Kopf kommt teils wegen der verhältnismäßig großen Entfernung, teils wegen des völligen Fehlens eines unmittelbaren Zusammenhanges beider Basaltkörper nicht in Frage. Es erscheint auch ausgeschlossen, daß früher zwischen ihnen ein unmittelbarer Zusammenhang bestanden hat, da sich sonst irgendwelche Reste, sei es auch nur in Form besonders großer Mengen von Basalt im Abhangsschutt, erhalten haben müßten. Das ist aber nirgends der Fall. Teils aus denselben Gründen, teils wegen ihrer geringen Größe scheidet auch die Altnackskaule als Zubringer aus. Unter diesen Umständen bleibt nur der Telegraphenberg übrig, der ja auch der Decke am nächsten liegt und mit ihr in unmittelbarem Zusammenhange steht. Velten und v. Dechen haben also in gewissem Sinne recht, wenn sie die Decke als einen „Lavastrom“ des „Manrother Kraters“ bzw. des „Bertenauer Vulkans“ ansahen.

Weiter geht aus der mineralischen und chemischen Übereinstimmung der Basalte unseres Gebietes hervor, daß sie alle in derselben Periode vulkanischer Tätigkeit emporgedrungen sind. Abgesehen von kleineren Zeitunterschieden, auf die später noch näher eingegangen wird, sind sie also sämtlich als geologisch gleichaltrig zu bezeichnen.

Im Einklang damit stehen die Lagerungsverhältnisse. Die gleichmäßige Überlagerung der Vallendarer Schotter durch die meisten Basalte unseres Gebietes — auch das Auftreten der Schotter am Südrande des Bertenauer Kopfes an der Grenze von Basalt und Devon ist in diesem Sinne einer Überlagerung gleichzuachten — und das Auftreten in gleicher Höhenlage lassen erkennen, daß die flache präoligozäne Landoberfläche, deren Charakter als Fastebene durch die Schotter kaum beeinträchtigt sein dürfte, in ihren Resten noch heute

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

ebenso erhalten ist, wie sie zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit war. Irgendwelche Höhenunterschiede, die auf Erosion und damit auf einen Zeitunterschied hindeuteten, sind nirgends vorhanden. Das Fehlen der Schotter an der Altnackskaule ist nicht ohne weiteres auf Erosion zurückzuführen, sondern kann nur ein scheinbares sein, da nämlich hier etwa vorhandene Schotter nur durch die an der Kuppe recht bedeutenden Schuttmassen unseren Blicken entzogen sein können. Die Grenze des Basaltmantels gegen das Devon fällt auch an der Altnackskaule mit der alten Landoberfläche zusammen; so daß auch in diesem Falle keine Anzeichen für einen erheblichen Zeitunterschied zwischen den verschiedenen Durchbrüchen vorhanden sind.

Durch die gleichmäßige Überlagerung der Vallendarer Schotter durch den Basalt ist die Zeitspanne, in die wir die vulkanische Tätigkeit unseres Gebietes zu verlegen haben, nach unten festgelegt. Die Ausbrüche sind jünger als Oberoligozän. Nach oben sind für die Zeitspanne in unserem engeren Gebiete keine Grenzen zu erkennen, da außer dem diluvialen Lehm keine jüngeren Schichten erhalten sind. Wir dürfen aber ohne Bedenken annehmen, daß die Ausbrüche und Ergüsse wie die übrigen Basalte des Westerwaldes in das Miozän fallen. Die Übereinstimmung der petrographischen und chemischen Zusammensetzung mit den jüngsten Ergüssen des Hohen Westerwaldes läßt darauf schließen, daß sie wie diese dem Obermiozän (Sarmat) angehören, wie bereits im vorigen Abschnitt erwähnt wurde.

Wenn nun auch nach den bisherigen Ausführungen alle Durchbrüche und Ergüsse unseres Gebietes derselben Periode vulkanischer Tätigkeit angehören, so ist damit nicht gesagt, daß innerhalb dieser Periode, die doch sicher einen längeren Zeitabschnitt umfaßt, keinerlei Altersunterschiede vorhanden wären. Man kann sehr wohl mehrere Phasen der Eruptionstätigkeit erkennen. Hierauf deuten schon die verschiedenen Ausbildungsformen und auch die Lagerungsformen der basaltischen Massen hin.

So lassen sich die eigentümlichen Verhältnisse im Aufbau der Altnackskaule folgendermaßen deuten: Ein erster Ausbruch hat Tuff geliefert, dessen Reste wir in dem Grenztuffe vor uns haben. Daran schloß sich ein Lavaerguß, dessen Produkte in dem Mantel vorliegen. Bei der Erkaltung verfestigten sich zunächst die randlichen Teile, während das Innere mehr oder weniger flüssig blieb. Bei einem oder mehreren folgenden, besonders gasreichen Eruptionen wurde dieser Kern zum Teil herausgeschleudert, wobei manche Brocken in das Kraterloch zurückfielen. Hier wurden diese dann mit der schaumigen Lavamasse zusammengebacken, und der ganze Kern erstarrte als Schlotbreccie.

Die ziemlich scharfe Grenze der sog. Schuttköpfe gegen den Säulenbasalt des Büchel und die verschiedene Gesteinsausbildung deutet darauf hin, daß zwischen ihrer Bildung ein zeitlicher Unterschied, wenn vielleicht auch von nur sehr kurzer Dauer, vorhanden war. Die aus porösem Basalt bestehende, und vielleicht auch etwas Tuff enthaltende Masse der Schuttköpfe verdankt einer ersten Phase des Ergusses aus dem Telegraphenberge ihre Entstehung, der dann das Material der eigentlichen Basaltdecke lieferte.

Wenn auch der unmittelbare Übergang von der „Lava" des Telegraphenberges zu dem kompakten Basalt der Decke nicht unmittelbar zu sehen und damit nicht sicher zu klären ist, so hat man doch den Eindruck, daß die Decke von der Lava überlagert wird. Im Einklang damit steht die oben bereits angeführte Beobachtung v. DECHEN's in der Steinbruchsrösche, wo der poröse

Basalt über kompaktem, angeblich pfeilerförmigem Basalt beobachtet wurde. Wir dürfen danach also vermuten, daß die „Lava" einem jüngeren Erguß ihre Entstehung verdankt, als der kompakte Basalt der Decke.

Wir können demnach mit einiger Sicherheit am Telegraphenberge folgende Phasen vulkanischer Tätigkeit unterscheiden: Zunächst ergossen sich, vielleicht zusammen mit Tuffausbrüchen, einige wahrscheinlich recht gasreiche Lavabäche, die die unregelmäßig verteilten Schuttköpfe bildeten. Daran schloß sich bald der Deckenerguß des kompakten Basaltes des Büchel. Einer folgenden Eruptionsphase verdankt der Erguß der „Lava" des Telegraphenberges seine Entstehung.

Ob und wie weit die einzelnen Phasen der Altnackskaule und des Telegraphenberges miteinander zusammenfallen, läßt sich nicht sagen, da zwischen den basaltischen Gesteinen der beiden Kuppen heute keine unmittelbare Verbindung über Tage vorhanden ist. Eine gewisse Übereinstimmung in der Reihenfolge der geförderten Massen ist nicht zu leugnen, ohne daß man damit zwingend eine Gleichzeitigkeit annehmen müßte, wenn auch eine solche bei der geringen Entfernung der Hügel voneinander recht wahrscheinlich ist.

Nähere Altersbeziehungen zu dem Basalt des etwas abseits liegenden Bertenauer Kopfes sind nicht zu erkennen.

Zusammenfassung

Die basaltischen Durchbrüche und Ergüsse der Gegend von Bertenau im Westerwalde liegen alle in Höhe der präoligozänen Landoberfläche, wo sie teils von Devon, teils von Eozänton und teils von oberoligozänen Vallendarer Schichten unterlagert werden. Der Bertenauer Kopf, die Altnackskaule und der Telegraphenberg sind selbständige Durchbrüche und haben die Form einer mehr oder weniger verwickelt gebauten Trichterkuppe. Der Büchel ist ein Deckenerguß, der dem Telegraphenberg entstammt. Sämtliche Ergüsse der Umgebung von Bertenau sind auf Grund der übereinstimmenden mineralischen und chemischen Zusammensetzung auf dasselbe Magma zurückzuführen. Die Basalte sind teils von normaler kompakter Beschaffenheit, teils porös, als sog. „Lava" entwickelt. Die Absonderung des kompakten Basaltes ist vorwiegend säulenförmig, die der „Lava" meist unregelmäßig. Die Gesteine sind Feldspatbasalte mit Übergängen zu den Nephelinbasaniten bzw. Nephelinbasanite. Im Sinne Lehmann's sind sie teils als Atlantite, teils als Essexitbasalte mit Übergängen zu Atlantit zu bezeichnen. Sie lassen sich nicht an die diluvialen Laacher-See-Basalte anschließen, stehen vielmehr den jüngsten basaltischen Ergüssen des Hohen Westerwaldes nahe und sind wahrscheinlich wie diese in das Obermiozän (Sarmat) zu stellen. Die Lagerungsformen lassen verschiedene Phasen der vulkanischen Tätigkeit erkennen.

Der sog. „Bertenauer Vulkan" ist also kein Vulkan in dem von v. Dechen und Velten zweifellos gemeinten Sinne der diluvialen Vulkane des Laacher-See-Gebietes, an dem sich die typischen, vor allem morphologischen Merkmale eines rezenten Vulkans erkennen ließen, sondern ein durch eigentümliche Bergformen, Lagerungsverhältnisse und Gesteinsausbildung ausgezeichnetes Basaltvorkommen des Jungtertiärs.

Angeführte Schriften

AHRENS, W.: Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Laacher-See-Gebiets. — Verh. naturh. Ver. Rheinl., **85**, 1928.

—: Die diluvialen Basaltlaven. DIENEMANN & BURRE, Die nutzbaren Gesteine Deutschlands. Bd. II. Ferdinand Enke, Stuttgart 1929.

BRAUNS, R.: Die chemische Zusammensetzung der Basaltlaven des Laacher-See-Gebietes. — N. Jb., Beil.-Bd. **56**, Abt. A, 1927.

BUCHNER, L.: Die Lagerungsverhältnisse und die basaltische Kontaktmetamorphose der Braunkohlen des Hohen Westerwaldes. — Verh. naturh.-med. Ver. Heidelberg, N. F., **14**, 2. Heft, 1920.

BURRE, O.: Die Basalte des Westerwaldes. DIENEMANN & BURRE, Die nutzbaren Gesteine Deutschlands. Bd. II. Ferdinand Enke, Stuttgart 1929.

—: Die Geschichte des mittleren Wiedtalgebietes. — J. HOFFMANN, Land an der Wied. Neuwied 1930 a.

—: Das Oberoligozän und die Quarzitlagerstätten unmittelbar östlich des Siebengebirges. Mit Beiträgen von E. ZIMMERMANN. — Arch. Lagerstättenf., **47**, 1930 b.

— & HOFFMANN, A.: Basaltlinien im nördlichen Mittelrheingebiet. — Dies. Jb., **49**, 1928.

VON DECHEN: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bd. II, 1884.

VON DECHEN, H. & WEISS, E.: Bemerkungen zu dem Aufsatze von VELTEN über den Vulkan bei Bertenau. — Verh. naturh. Ver. Rheinl., **25**, 1868.

GAGEL, C.: Über einen niederrheinischen Limburgit und seine Verwitterung. — Dies. Jb., **48**, 1927.

HEYKES, K.: Chemisch-petrographische Studien an Basalten Niederhessens und der Rhön. — Dies. Jb., **51**, 1930.

KAISER, E.: Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. — Verh. naturh. Ver. Rheinl., **54**, 1897.

KLÜPFEL, W.: Der Westerwald. — Sber. niederrhein. geol. Ver. für 1927 und 1928, 1929.

LEHMANN, E.: Der Basalt vom Stöffel (Westerwald) und seine essexitisch-theralithischen Differentiate. — Chemie der Erde, **5**, 1930 (LINCK-Festschrift).

NOSE, C. W.: Orographische Briefe über das Siebengebirge. — T. I. Frankfurt a. M. 1789.

VON SCHÖNEBECK: Überbleibsel erloschener Vulkane in einigen Gegenden des Niederrheins. — Boennisches Wochenblatt, 1787.

VELTEN: Mitteilungen über den Vulkan bei Bertenau an dem Wiedbach. — Verh. naturh. Ver. Rheinl., **25**, 1868.

Druckfertig eingereicht am 2. Mai 1932.

„Imprimatur" erteilt am 30. August 1932.

Die Ausbruchsstelle des Andernacher Lavastromes

Von Wilhelm Ahrens, Berlin

Mit 9 Abbildungen

Südlich Andernach am Rhein ist seit langem ein basaltischer Lavastrom bekannt. In der geologischen Literatur wurde er vor allem 1888 erwähnt, wo durch Konst. Könen und H. Schaaffhausen (Schaaffhausen, 1888) die Magdalénienstation am Martinsberg südlich der Stadt ausgegraben wurde. In ihrem Liegenden wurde die stark zerklüftete Basaltlava angetroffen.

Die Verbreitung des Stromes ist südlich Andernach recht beträchtlich. Nördlich der Provinzialirrenanstalt wurde die Lava in dem früheren Steinbruch von Cabellen unter 8 m Bedeckung (Laacher Trachyttuffe und Löß) abgebaut. Hier waren nach Angaben Schaaffhausen's zunächst 4,30 m feste Pfeiler aufgeschlossen, unter denen plattig abgesonderter „Dielstein" folgte. Südlich davon, an dem Wege von der Heilanstalt zur Siebergsmühle, wurde sie, ebenfalls nach Schaaffhausen, in 3,80 m Tiefe angetroffen und mit 3,70 m durchsunken; die Mächtigkeit ist hier also nicht mehr sehr bedeutend. Bei der Hackenmühle tritt die Lava an der Nordseite des nach Osten ziehenden Tälchens fast zutage. 300 m westlich davon ist sie in einem neuen Steinbruch (Cornelius Pickel) mit mindestens 6 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Gleich daneben liegt ein Brunnen des Städt. Wasserwerks, in dem die Lava mit 10 m durchsunken wurde. Genau westlich davon folgt in 600 m Entfernung westlich des Wasserbehälters bei P. 120,5 des Meßtischblattes noch wieder ein alter Steinbruch. Von da an fehlen alle Aufschlüsse. — Der Strom ist also bei Andernach recht breit. Seine Umgrenzung auf der Karte Abb. 1 erfolgte im wesentlichen nach den Notizen in der Literatur und mir an Ort und Stelle gemachten mündlichen Angaben. Sie wurde stellenweise durch einzelne erdmagnetische Messungen ergänzt.

Der Andernacher Lavastrom ist einer der jüngsten des Laacher-See-Gebietes. Am Martinsberg muß seine Unterkante in etwa 65—70 m über NN, also rd. 15—20 m über dem Andernacher Rheinpegel, liegen. Das Liegende sind nach von Dechen (1884, S. 801) Gerölle, also Ablagerungen der jüngsten Mittelterrasse. Der Andernacher Lavastrom ist daher ungefähr altersgleich mit dem bekannten Strom von der Hohen Buche (Fornicher Kopf) bei Fornich, rd. 6 km rheinabwärts von Andernach, und dürfte wie dieser am oder im damaligen Rhein sein Ende erreicht haben.

Die Herkunft des Stromes ist bisher nicht bekannt, da er unter einer ziemlich beträchtlichen, nach Westen an Mächtigkeit zunehmenden Decke von Laacher Trachyttuff liegt, in deren Liegendem sich vielfach auch noch Löß findet. — Die äußersten Aufschlüsse weisen auf eine Herkunft aus Westen, und es lag nahe, den Strom vom Nastberg bei Eich, als dem nächsten

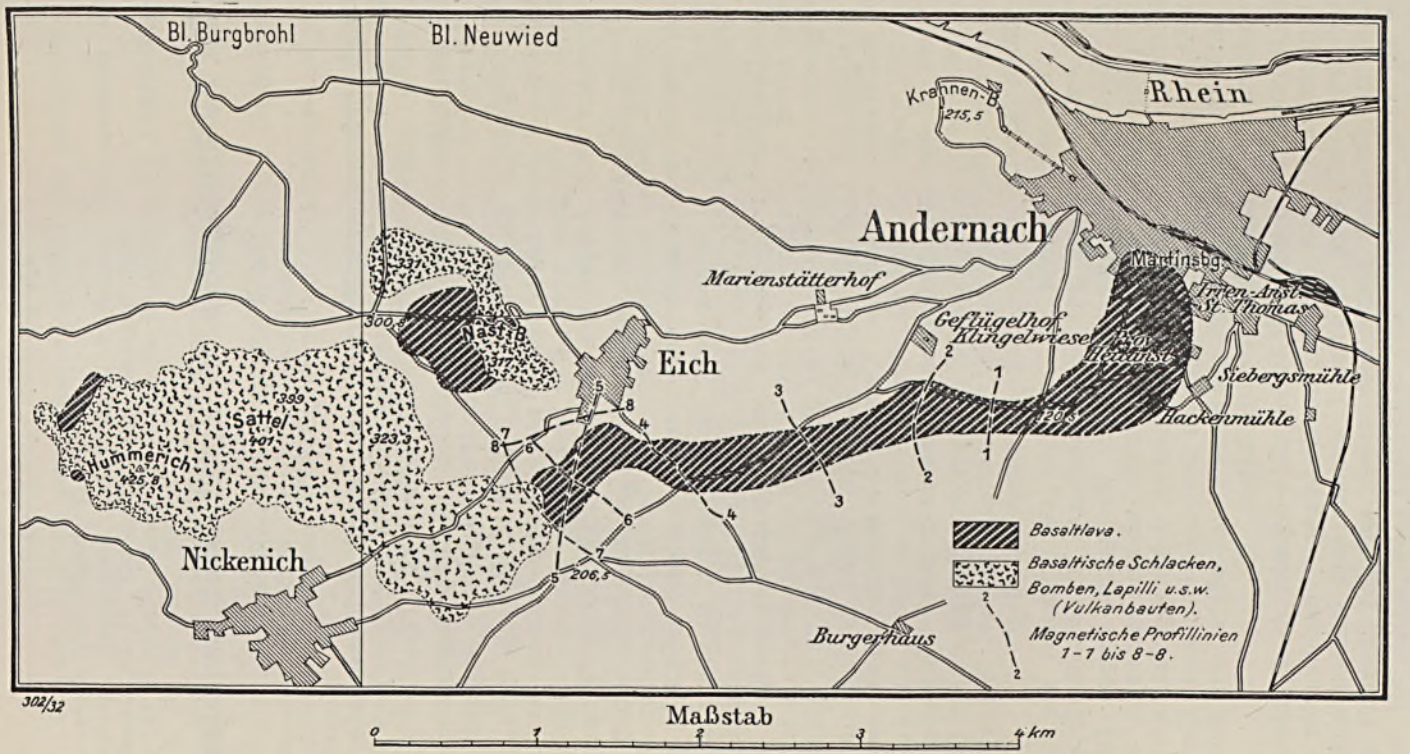


Abb. 1. Karte der Verbreitung des Andernacher Lavastromes mit Angabe der magnetischen Profillinien 1—8, Abb. 2—9

Basaltvulkan, herzuleiten und vielleicht das Lavavorkommen am Südwestfuß dieses Berges als den Anfang des Stromes anzusehen (Ahrens, 1929 a, S. 14).

Bei Beginn der Versuche, den Verlauf von Lavaströmen im Laacher-See-Gebiet unter der alluvialen Trachyttuffdecke durch erdmagnetische Untersuchungen festzustellen, erschien dieses Vorkommen als ein besonders geeignetes Objekt, da die Deckschichten noch nicht allzu mächtig sind, und die magnetischen Messungsergebnisse bei dem Fehlen anderer Störungskörper eindeutig sein müßten (Ahrens, 1929 b, S. 43). Diese Vermutung wurde durch die Untersuchung voll bestätigt. Es ergab sich aber, daß der Strom nicht vom Nastberg, sondern von den Ausläufern der großen Nickenicher Vulkane hergeleitet werden muß.

Im folgenden sollen die Resultate dieser erdmagnetischen Untersuchung an einigen Profilen gezeigt werden. Gemessen wurde die Vertikalintensität mit der A. Schmidt'schen Feldwaage (Nr. 82 110 der Askania-Werke Berlin-Friedenau). Die Messungen sind an das Netz I. Ordnung angeschlossen. —

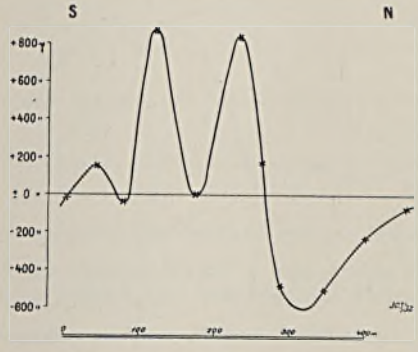


Abb. 2. Magnetisches Profil (Prof. 1 der Karte Abb. 1) durch den Andernacher Lavastrom südöstlich des Geflügelhofes Klingelwiese

Ausführlicher habe ich mich über die Methodik an anderer Stelle geäußert, wo sich auch Bemerkungen über die magnetische Wirkung der hangenden Tuffe finden (Ahrens, 1932).

Das Profil 1, Abb. 2 (Lage s. Karte Abb. 1) liegt unmittelbar östlich des letzten Aufschlusses in dem Lavastrom, also in einem Gebiet, in dem die Lava sicher noch ansteht. Es wurde gemessen, um zunächst über bekanntem Untergrund die Größenordnung der Störungen zu Vergleichszwecken zu ermitteln. — Das Profil zeigt im Norden eine sehr kräftige „negative Randstörung", wie es ja bei einem derartigen, flach unter geringer Bedeckung liegenden Störungskörper zu erwarten ist. Die Anomalien erreichen über der Lava über 800 γ. — Auffällig ist die tiefe Einsattelung in der Mitte. Auf ihre Ursache und auch auf die Bedeutung der kleinen positiven Störung im Süden des Profils wird gleich noch eingegangen werden. Die Grenze der Lava fällt im Norden etwa mit dem tiefsten Punkt der negativen Randstörung zusammen, vielleicht reicht sie auch noch etwas darüber nach Norden hinaus (vgl. hierzu Ahrens, 1932, S. 325). Die Grenze im Süden ist nicht so genau zu bestimmen, da die Bedeutung der kleinen positiven Störung nicht ganz klar ist.

Das Profil 2 (Abb. 3) liegt rd. 450 m westlich des Profils 1, d. h. etwa 300 m westlich des äußersten Aufschlusses[1]). Es ist ähnlich wie das Profil 1, zeigt ebenfalls in der Mitte eine Einsattelung, und im Süden eine Unterbrechung des randlichen Minimums. — Diese Einsattelung des Maximums bedeutet im Profil 1 nach allen unseren Erfahrungen eine Unterbrechung des Störungskörpers. Diese muß ein längeres Stück weit fortsetzen, da sie sich, wenn auch wesentlich schwächer, noch in dem über 400 m entfernten Profil 2 findet. Diese Unterbrechung des Stromes wird hier so entstanden sein, daß die Lava unten, oben und randlich erkaltete, während das noch flüssige Innere weiter talabwärts drängte. Es entstand so ein Hohlraum, der allmählich einstürzen konnte. Diese Erscheinung wird öfter gerade da beobachtet, wo der Strom sich gegen sein Ende hin erheblich verbreitert, wie es unterhalb des Profils 1 der Fall ist.

Schwieriger zu deuten ist das kleine Maximum südlich des eigentlichen Stromes. Da es sich ebenfalls in beiden Profilen findet, kommt ihm zweifellos

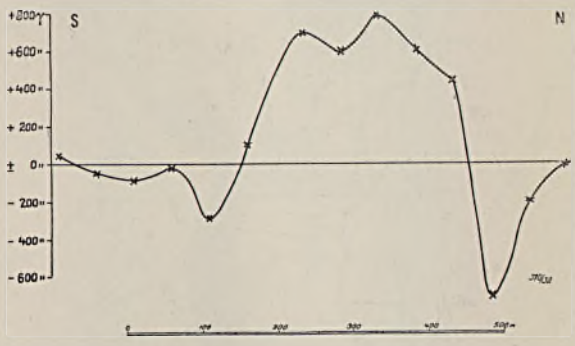


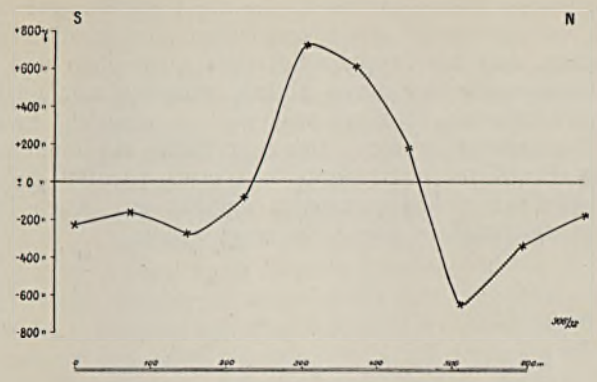
Abb. 3. Magnetisches Profil (Profil 2 der Karte Abb. 1) durch den Andernacher Lavastrom südlich des Geflügelhofes Klingelwiese

auch eine reale Bedeutung zu. Vielleicht handelt es sich um eine kleine, durch irgendeine Aufragung des Untergrundes verursachte Abzweigung der Lava vom Hauptstrom oder auch um eine durch sekundäre Vorgänge erfolgte Abtrennung einer kleinen Partie parallel zum Südrand.

Die Profile 3 und 4 (Abb. 4 und 5) zeigen keine Besonderheiten. Eine Trennung des Stromes ist hier nicht mehr vorhanden. Die Messungen erlauben eine durchaus eindeutige Festlegung der Grenzen. Der flache Verlauf der Randstörungen, vor allem im Norden des Profils 4, erklärt sich daraus, daß die Profile nicht senkrecht zur Grenze des Stromes geführt werden konnten.

Während der Lavastrom bis in die Gegend südöstlich Eich verhältnismäßig leicht verfolgt werden konnte, da seine Richtung ungefähr feststand, ergaben Messungen südlich und südwestlich des Dorfes, daß der Strom keinesfalls, wenigstens nicht auf dem geraden Wege, vom Nastberg herstammen könnte. Hier mußte deshalb eine netzartige Vermessung vorgenommen werden, nach der die Profile Abb. 6—9 zusammengestellt wurden. Da es sich nicht um

[1]) Das Profil befindet sich auch in AHRENS, 1932, S. 326.



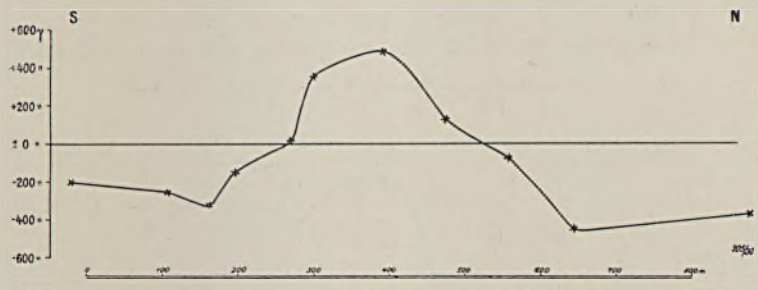


Abb. 4 und 5. Magnetische Profile (Profil 3 und 4 der Karte Abb. 1) durch den Andernacher Lavastrom südlich des Marienstätter Hofes und südöstlich Eich

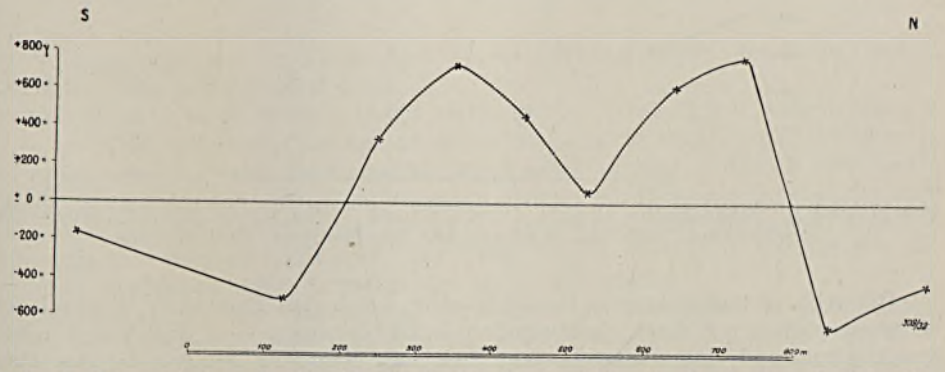


Abb. 6. Magnetisches Profil (Profil 5 der Karte Abb. 1) durch den Andernacher Lavastrom südlich Eich

Profilvermessungen handelt, sind manche der Reihen etwas weniger mit Stationen besetzt, als die vorher aufgeführten Profile.

Profil 5 (Abb. 6) zeigt in der Mitte wieder eine Einsattelung, die auf Unregelmäßigkeiten in der Stromausbildung zurückzuführen ist, wie sie in der Nähe des Ausbruchsortes zu erwarten sind. Hier sind sogar Profile möglich,

in denen nur negative Werte auftreten, die nicht auf Randwirkung rückwärtsliegender, stark magnetisierter Schlackenmassen zurückzuführen sind, sondern die darauf beruhen, daß der Strom sehr stark zerbrochen und zerstückelt ist, oder daß die Hauptmasse der Lava abfloß, während nur geringe, schon erstarrte Teile zurückblieben, ähnlich wie wir es westlich Andernach in den Profilen 1 und 2 annehmen mußten. Das sehr flache Minimum im Süden beruht darauf, daß das Profil im südlichsten Teil etwa parallel zu dem Rand der westlich anschließenden Schlackenmassen geführt ist. Auch im Norden verläuft es ziemlich spitzwinklig zur Stromumgrenzung.

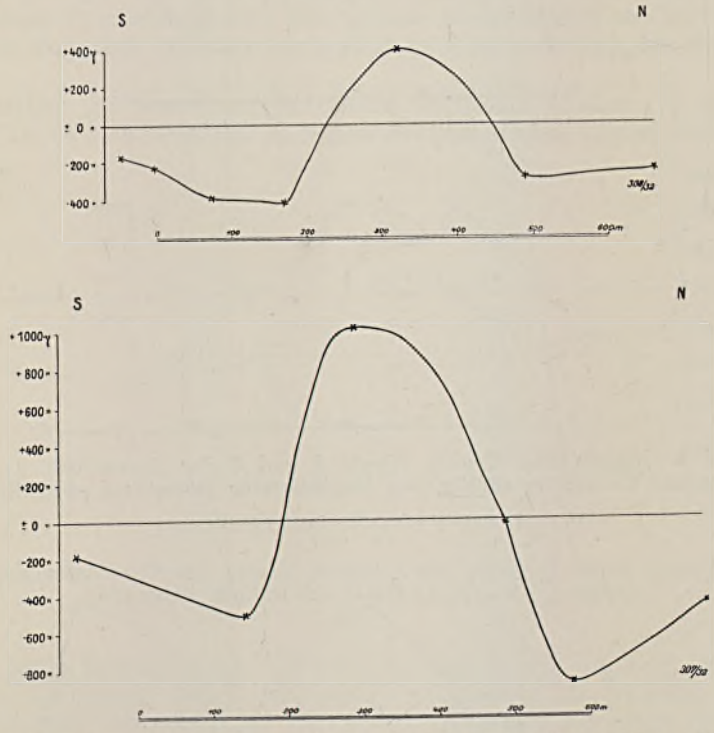


Abb. 7 und 8. Magnetische Profile (Profil 6 und 7 der Karte Abb. 1) durch den westlichsten Teil des Andernacher Lavastromes südlich Eich

Die Abb. 7 und 8 zeigen Parallelprofile durch den äußersten Westteil des Stromes, wieder mit flach verlaufenden Randstörungen. — Parallel zum nördlichen Stromrand und zwischen ihm und dem Nastberg gelegen ist das Profil 8, Abb. 9. Es weist nur negative Störungen auf und zeigt zusammen mit den übrigen, nicht dargestellten Stationen, daß ein Zusammenhang mit der Nastberglava, die am Südwestfuß des Berges aufgeschlossen ist, nicht bestehen kann.

Westlich der Profillinie 7 wird das Gelände kuppig. Auch hier finden sich positive, und zwar z. T. sehr stark gestörte Werte (+ 300 bis + 2000 γ). Tiefere Aufschlüsse fehlen zunächst noch. In 1—1½ km Entfernung sind jedoch in tiefen Gruben basaltische Schlacken, Bomben, Lapilli usw. in großer Mächtig-

keit erschlossen. Die Geländekonfiguration deutet darauf hin, daß diese Schlackenmassen bis etwa an den Weg, neben dem das Profil 7 gemessen wurde, heranreichen, was durch einzelne Herausragungen bestätigt wird. — Basaltische Lavaströme und Schlackenmassen sind nun in ihrem magnetischen Verhalten nicht zu unterscheiden. Über beiden zeigen sich, nur von lokalen Verschiedenheiten in der Zusammensetzung abhängig, dieselben Störungen. Ob also die Grenze Lava—Schlacken genau an der Stelle verläuft, wie auf der Karte Abb. 1 angegeben wurde, ist zweifelhaft. Es ist eine Möglichkeit, doch wäre es durchaus denkbar, daß die vielleicht etwas schlackig werdende Lava noch 200—300 m weiter nach Westen hinaufreicht.

Die zunächst noch niedrigen, aber durchaus typischen Schlackenhügel schließen nach Westen unmittelbar an die großen Vulkane der nördlichen Umgebung von Nickenich, den Sattel und den Nickenicher Hummerich an; sie verdanken überwiegend selbständigen kleinen Ausbrüchen ihre Entstehung. Auf den inneren Aufbau dieser geschlossenen, großen Vulkangruppe soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden. Außer einigen fraglichen kleineren Vorkommen treten zwei sehr merkwürdige Lavaströme im Westen

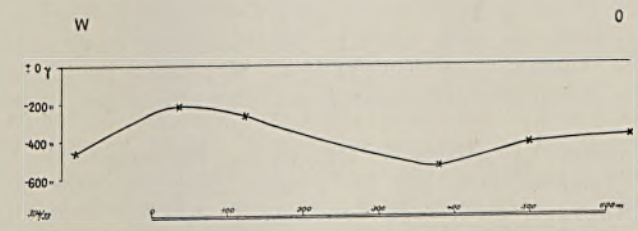


Abb. 9. Magnetisches Profil (Profil 8 der Karte Abb. 1) südwestlich Eich zwischen Nastberg und dem westlichen Ende des Andernacher Lavastromes

der Vulkangruppe auf (s. Karte Abb. 1). — Auf dem Gipfel des Sattel treten Anomalien von etwa +5000 γ auf.

Der Nastberg, dessen Kegel durch große Gruben gut aufgeschlossen ist — auch auf seinen Aufbau soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden —, hat einen unmittelbaren Zusammenhang mit einer kleinen, ebenfalls aus basaltischen Schlacken und Lapilli aufgebauten Kuppe nördlich der Straße, die von Eich über P. 300,8 nach Wassenach führt. Erdmagnetische Messungen ergaben außerdem mit Wahrscheinlichkeit, daß diese Kuppe nur einen Ausläufer einer größeren Schlackenmasse darstellt, die in P. 331 gipfelt.

Der Lavastrom des Nastberges, der, wie schon erwähnt, in einer tiefen Grube am Südwestfuß aufgeschlossen ist, scheint von hier aus nicht allzu weit nach Süden zu reichen. Dagegen verbreitert er sich nach Norden zu einer recht ansehnlichen Lavaplatte, deren Breite im Maximum 500 und deren Länge 700 m beträgt. — Die Ausbruchsstelle ist nicht zu ermitteln. Es ist auch zweifelhaft, ob die Lava überall unmittelbar an den Nastberg heranreicht, wie es auf der Karte dargestellt wurde. Auch das Verhältnis zu den Schlacken des P. 331 ist nicht mit Sicherheit zu klären.

Weitere Anhaltspunkte für die Zugehörigkeit des Lavastromes zu einem der beiden Vulkane können in der petrographischen Zusammensetzung liegen. — Die äußeren Unterschiede sind in diesem Zusammenhang

nicht allzu hoch zu bewerten, da sie vielfach nur von den Erstarrungsbedingungen und dem früheren oder späteren Entweichen der Gase aus der Lava abhängig sind. Dagegen kann die mikroskopische Untersuchung gewisse Fingerzeige geben.

Die Andernacher Lava enthält zahlreiche Einsprenglinge, und zwar meistens von Augit, seltener, aber immerhin auch noch reichlich, solche von Olivin. Die Grundmasse besteht überall aus Leuzit, etwas Nephelin, Plagioklas, und außer Erz vielfach verhältnismäßig reichlichem Glas. Das Gestein ist also als Leuzitbasanit zu bezeichnen.

Die Lava und die Schlacken des Nastberges unterscheiden sich durch das völlige oder fast völlige Fehlen des Olivins; sonst finden sich nur unbedeutende Verschiedenheiten, so ist der Plagioklas meistens seltener und feiner. Da in den meisten Schliffen überhaupt kein Olivin nachzuweisen ist, sind die Gesteine als Leuzittephrite anzusehen. — In den Schlacken und der Lava der Nickenicher Vulkane findet sich dagegen der Olivin recht reichlich, und zwar in allen Teilen des Vorkommens, sowohl in den Gruben am P. 323,3 wie am Sattel und Hummerich; diese Gesteine stimmen also mit der Andernacher Basaltlava überein.

Für sich allein würde dieser nicht allzu bedeutende petrographische Unterschied allerdings nicht genügen, um eine Herleitung der Andernacher Lava von den Nickenicher Vulkanen zu rechtfertigen. Er bildet jedoch eine gute Ergänzung zu den durch die erdmagnetischen Untersuchungen gewonnenen Ergebnissen.

Der Andernacher Lavastrom ist also an der Südostseite der „Nickenicher Vulkangruppe" ausgebrochen. Ob die genaue Eruptionsstelle in den südöstlichen Ausläufern liegt, die bis an den Weg P. 206,3—P. 300,8 heranreichen, ist zweifelhaft. Es handelt sich hier z. T. um kleine, sekundäre Kegel, von denen einzelne möglicherweise sogar jünger sind, als der Ausbruch der Lava. — Der Lavastrom folgte einer flachen Talung und erreichte am Rhein sein Ende.

Zusammenfassung

Der im Niveau der Mittelterrasse liegende Andernacher Lavastrom wurde durch erdmagnetische Messungen bis zu seinem Ausbruchsort verfolgt. Er entstammt nicht dem Nastberg bei Eich, sondern östlichen Ausläufern der großen Nickenicher Vulkane. Er erreicht eine Länge von 4,5 km (vgl. die Karte Abb. 1 auf S. 806). Mit diesen Ergebnissen stimmen die petrographischen Verhältnisse überein.

Angeführte Schriften

AHRENS, W.: Erläuterung zur geologisch-agronomischen Karte der Umgegend von Andernach. Berlin 1929. (1929 a).

—: Die Untersuchungsmöglichkeit von Lavaströmen im Laacher-See-Gebiet nach geophysikalischen Methoden. — Sber. preuß. geol. L.-A., Heft 4, S. 39—47, 1929. (1929 b).

—: Ergebnisse magnetischer Untersuchungen im Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. — GERLAND's Beiträge zur Geophysik, Erg.-Hefte, 2, S. 320—336, 1932.

VON DECHEN: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bd. 2. Bonn 1884.

SCHAAFFHAUSEN, H.: Die vorgeschichtliche Ansiedelung von Andernach. — Bonner Jb., 86, S. 1—41, 1888.

Druckfertig eingereicht am 23. Mai 1932.
„Imprimatur" erteilt am 9. August 1932.

Ein isolierter Tuffdurchbruch im südlichen Maifeld (Eifel) und die Herkunft des vulkanischen Sandes auf den Hochflächen der Eifel und des Hunsrücks

Von Wilhelm Ahrens, Berlin

Die quartären vulkanischen Ausbrüche in der Eifel lassen sich bekanntlich in zwei, im ganzen gut getrennte Gebiete einordnen, in die Vulkanreihe der Vordereifel, die sich in nordwestlicher Richtung von Bertrich bis Ormont erstreckt, und in das Laacher-See-Gebiet, dessen Vulkane um den Laacher See herum liegen, ohne einer ausgeprägten Richtung zu folgen.

Westsüdwestlich des Laacher Sees nähern sich die beiden Vulkangebiete am stärksten. Der Norberg bei Volkesfeld leitet über die Schlackensandvorkommen von Drees und die Maare von Boos zur Vulkanreihe der Vordereifel. Doch liegen immerhin zwischen dem Norberg und den ersten Ausbruchspunkten der Vordereifel noch rd. 12 km. Wesentlich schärfer ist die Trennung im Süden und Südwesten des Laacher-See-Gebietes. Die südlichsten Vorkommen sind hier die großen Vulkane der nördlichen Umgebung Mayens, Hochsimmer und Ettringer Bellerberg; ihre Lavaströme erreichten teilweise die Nette. Südlich der Nette sind vulkanische Ausbrüche bisher nicht bekannt geworden. Auch nach Südwesten zu sind bis an die eigentliche Hauptreihe der Vordereifel bei Mosbruch—Ulmen, also auf fast 25 km, keine quartären Durchbrüche beobachtet worden.

Durch einen zufälligen Aufschluß wurde mir nun rd. 11 km südlich des südlichsten Vulkans, des Ettringer Bellerberges, ein eigenartiger Durchbruch in diesem Gebiet bekannt, der im folgenden kurz beschrieben werden soll.

Der Aufschluß liegt in dem tiefen Einschnitt der 1917 fertiggestellten Bahnstrecke Münstermaifeld—Polch beiderseits, vor allem östlich, der Überführung der Straße Mertloch—Naunheim etwa in der Mitte zwischen beiden Orten, zwischen Bahnkilometer 6,0—6,6, vor allem bei km 6,2. — Leider ist der Einschnitt jetzt größtenteils bewachsen und die Aufschlüsse so weit verfallen, daß die Zusammenhänge im einzelnen nicht mehr ohne weiteres zu klären sind. Während des Baues der Bahn hat eine Besichtigung der Anlagen durch A. Leppla stattgefunden. Ein Bericht hierüber liegt im Archiv der Geologischen Landesanstalt. Diese Niederschrift ist für manche Fragen (z. B. Altersstellung des Ausbruchs) von großer Bedeutung. Doch waren die wichtigsten Teile des Aufschlusses unmittelbar neben der Straßenüberführung zur Zeit der Besichtigung (1914) entweder noch nicht oder nicht mehr zugänglich. Jedenfalls finden sich gerade hierüber in dem Bericht keine Bemerkungen, so daß Leppla eine Deutung dieser ohnehin schon auffälligen Beobachtungen nicht versuchte. Immerhin reichen die jetzigen Aufschlüsse zusammen mit diesem Bericht hin, um ein leidlich klares Bild von den Verhältnissen zu gewinnen.

Unmittelbar östlich der Brücke bei Bahnkilometer 6,2 steht unten an der Nordseite des Einschnitts, noch etwa 2 m aufgeschlossen, ein gut verfestigter, geschichteter Basalttuff an, der schwach nach SO einfällt. Er enthält neben zahlreichen Schieferschülfern und Stückchen einer glimmerigen Grauwacke Bröckchen von porösem und (sehr selten) auch von kompaktem Basalt bis 3 cm Durchmesser; diese treten aber gegen die devonischen Komponenten im ganzen ziemlich zurück und sind auch durchschnittlich etwas kleiner. Über dem Tuff liegen an dem Hang zahlreiche große Schieferblöcke, die vielfach fast 1 m größten Durchmesser erreichen. Im westlichsten Teil des Aufschlusses ragt gleich oberhalb des anstehenden Basalttuffes sogar ein Devonblock von 3 m Länge aus der Böschung heraus, von dem man zunächst annehmen möchte, es handle sich um das anstehende Grundgebirge, was aber nicht gut möglich ist, da er von Tuff unterlagert wird. Ganz oben im Einschnitt liegt dann in einer Muldung zwischen den großen Devonblöcken wieder ein feiner basaltischer Lapillituff. — Weiter nach Osten, bis zum Beginn des Einschnitts bei km 6,6, wird der Aufschluß schlechter. Bei km 6,3 ragt ein großer, 1 m Durchmesser erreichender Devonblock aus dem unteren Teil der Böschung heraus.

Jenseits (westlich) der Straßenüberführung fällt zunächst unmittelbar westlich der Brücke an der Nordseite des Einschnitts ein Schieferblock von 1½ m größtem Durchmesser auf, der aus groben Basaltlapilli herausragt. Das Hangende bildet hier, wie an dem neben der Bahn gelegenen Sportplatz zu beobachten ist, Löß bzw. Lößlehm, der noch von Resten der Laacher Trachyttuffdecke überlagert wird. — Auch auf der Südseite steckt etwa in halber Höhe des Einschnittes ein großer Devonblock. Weiter nach Westen werden die Aufschlüsse schlechter, doch dürften bis km 6,0 noch Basaltlapilli anstehen. Auch größere Schieferbrocken liegen noch umher; sie erreichen allerdings nicht mehr die Ausmaße, wie an der Brücke.

Alle Devonblöcke gehören dem Hunsrückschiefer an, der im südlichen Maifeld das anstehende Grundgebirge bildet.

LEPPLA gibt aus diesem Bahneinschnitt 1914 folgendes Profil. Es ist anscheinend kombiniert, dürfte aber im wesentlichen aus dem östlichsten, jetzt nicht mehr aufgeschlossenen Teil des Einschnitts stammen, da er die größten, neben der Brücke liegenden Devonblöcke und vor allem die hier auftretenden unregelmäßigen Lagerungsverhältnisse nicht erwähnt.

0—1,0 m Bimssand, nur im südlichen Teil.

5—6 m Löß. An seiner Sohle tritt ein 0,3—1,0 m mächtiger, geschichteter, kleinstückiger Schutt von grauen Schieferbröckchen und Schuppen auf, kalkarm und nach oben in Löß durch Sand- und Kalkaufnahme übergehend. Wahrscheinlich ist dieser Schieferschutt ohne vulkanische Beimengungen und aus den benachbarten Schieferhöhen abgeschwemmt. Der Löß liegt im Norden mit der Schuttsohle anscheinend konkordant auf dem vulkanischen Sand, von km 6,4[1]) ab aber diskordant, ist ziemlich gleichmäßig kalkarm, gut geschichtet und ohne bemerkenswerten Wechsel in der mehr hellbraunen Farbe.

— — — Scharfe Grenze — — —

4—5 m Dunkelgrauer, fein-grobkörniger vulkanischer Sand, dünngeschichtet, aus kleinen eckigen Brocken von Basalt, Lava und Tonschiefer bestehend. Obere Verwitterungsdecke

> 5 m Dunkelgrauer, grober vulkanischer Sand bis Schlackensand, vorwiegend aus kleinen bis großen eckigen Brocken von Tonschiefer be-

[1]) Nach Osten bzw. SO zu.

stehend, mit einer Zwischenmasse von feinerem eruptiven Sand als Auswurfsmaterial vermengt. Manche Schieferbrocken erreichen 1 m Größe.

Die vulkanischen Sande einschließlich des Lößes in der nördlichen Einschnitthälfte fallen mit 5—10° nach SO. Was unter den vulkanischen Aufschüttungen liegt, ist nicht angeschnitten worden.

Leppla bemerkt hierzu, was ja auch jetzt noch aus den Aufschlüssen ohne weiteres hervorgeht:

Die Schichtenfolge ist wichtig, weil sie zeigt, daß nicht nur nach dem Löß, sondern auch vor seiner Bildung vulkanische Eruptionen (Schlacken- und Aschenregen) stattfanden. Die Bimssande liegen hier wie sonst über dem Löß und unter den jüngeren basaltischen Aschen[2]).

Ein weiterer, in diesem Zusammenhang wichtiger Aufschluß liegt in einem kleinen Hügel westlich der Straße nördlich der Bahn. Hier treten teils gut, teils schlecht geschichtete Basaltlapilli auf, mit einzelnen Devonbrocken bis zu 20 cm Durchmesser durchsetzt. Sie liegen zum Teil mit unregelmäßiger Unterfläche auf Devonschutt auf; an einzelnen Punkten greift dieser selbe Schutt auch in die Lapilli hinein, wird also seinerseits von ihnen unterlagert; der Schutt scheint also im ganzen nur eine Einlagerung in den Lapilli zu bilden. An einer anderen Stelle an der Nordseite der Grube liegt in dem Tuff eine ½—¾ m mächtige Einlagerung eines vielleicht etwas Löß enthaltenden, mit Schiefer- und Grauwackenbröckchen durchsetzten devonischen Verwitterungslehmes (? identisch mit der von Leppla erwähnten Schieferschuttschicht im Liegenden des Lößes). — Es handelt sich also um eine außerordentlich unregelmäßige Ablagerung, in der sich größere Partien nicht-vulkanischen Materiales in völlig wirrer Weise in einen Tuff einschalten.

In der weiteren Umgebung steht oberflächlich ausschließlich der alluviale Laacher Bimsstein- bzw. graue Trachyttuff an, der Mächtigkeiten von 1—1,5 m erreicht. Darunter folgt nach Angabe überall Löß, der nach dem von Leppla gegebenen Profil im Bahneinschnitt jünger als der Basalttuff sein muß. Der Tuff selbst hat, wenigstens soweit er die großen Devonblöcke führt, nur eine sehr beschränkte Verbreitung. — Der Abhang, den die Bahn durchschneidet, steigt außerordentlich sanft nach SW an, erst in über 600 m Entfernung wird der Anstieg etwas steiler. Es ist also vollkommen ausgeschlossen, daß die großen Blöcke etwa durch Felsrutsche an einem steilen Abhang in den Tuff hätten hineingeraten können. Auch die völlige Frische der Gesteine würde hiergegen sprechen. Sie müssen vielmehr ebenso wie der Tuff und zusammen mit ihm ausgebrochen sein.

Derartige große Blöcke können naturgemäß nicht weit transportiert worden sein. Der Ausbruchspunkt ist also in allernächster Nähe zu suchen.

Ganz ähnliche Erscheinungen sind bei Kärlich im Neuwieder Becken zu beobachten. Hier ist seit langem ein „Brockentuff" bekannt, das ist ein basaltischer Tuff, der vollkommen von größeren und kleineren Flatschen von Ton durchsetzt ist, der aus dem Untergrund mitgerissen wurde. Vor kurzem gelang es nun (Mordziol, 1930), in den ausgedehnten Tongruben mehrere kleine Durchbruchsröhren von etwa 15—20 m Durchmesser festzustellen, aus denen diese Massen gefördert waren.

Vergleicht man die hier gemachten Feststellungen mit den Beobachtungen zwischen Mertloch und Naunheim, so muß man zu dem Schluß kommen, daß

[2]) Mit diesen „basaltischen Aschen" meint Leppla die grauen Laacher Trachyttuffe, die bei oberflächlicher Betrachtung vielfach eine gewisse Ähnlichkeit mit Basalttuffen haben.

der Durchbruchschlot, dem die im Bahneinschnitt aufgeschlossenen Tuffe entstammen, unmittelbar bei der Brücke gelegen haben muß. Denn hier sind die devonischen Auswürflinge weitaus am größten und häufigsten; nur hier treten ferner die oben beschriebenen außerordentlich unregelmäßigen und wirren Lagerungsverhältnisse auf. — An beiden Punkten haben zweifellos Gase bei den Ausbrüchen die wichtigste Rolle gespielt.

Morphologisch macht sich der Ausbruchspunkt überhaupt nicht bemerkbar. Lediglich die kleine Kuppe, in der der oben beschriebene Aufschluß neben der Bahn liegt, ragt etwas heraus. Die Tuffe sind fast ganz durch den hangenden Löß und die Reste der Laacher Bimssteindecke verhüllt, während die großen Auswürflinge, abgesehen von der Stelle neben der Brücke, schon durch den hangenden Basalttuff selbst verdeckt werden. Ohne den zufälligen Aufschluß würde dieser Durchbruchschlot sich also vollständig der Beobachtung entziehen.

Petrographisch gehören die Lapilli zu den Laacher-See-Basalten. Es sind typisch schlackige Basalte, ziemlich reich an Glas und vollkommen erfüllt mit feinstem Erzstaub, so daß die Schliffe stellenweise fast undurchsichtig erscheinen. Als Einsprenglinge treten reichlich Augit und seltener Olivin auf. Feldspat fehlt; Leuzit, vollkommen von schlackigen Massen erfüllt, kommt vor. — Es sind also Leuzitbasalt-Lapilli, wie sie im Laacher-See-Gebiet und unter den quartären Gesteinen der Vordereifel so häufig auftreten.

Aus dieser Feststellung der petrographischen Zugehörigkeit zu den quartären Basaltgesteinen ergibt sich gleichzeitig ein gewisser Anhalt für das Alter: der Tuff ist zweifellos diluvial, wofür auch die morphologischen Verhältnisse sprechen. — In den östlichen Teilen des Bahneinschnittes wird der Tuff nach den Beobachtungen von LEPPLA von Löß überlagert, und zwar wird es sich, wie in der ganzen weiteren Umgebung, um Junglöß handeln. Daß zwischen der Ablagerung dieses Lößes und dem Durchbruch des Tuffes eine gewisse Zeit gelegen haben muß, scheint aus der Bemerkung LEPPLA's: „Obere Verwitterungsdecke" bei der Besprechung der hangenden Teile des Tuffes hervorzugehen. — Was das Liegende der vulkanischen Gesteine bildet, war nirgends aufgeschlossen. Es ist durchaus möglich, daß der Tuff auch von Löß bzw. Lößlehm unterlagert wird. In die letzte Zeit der Entstehung des Junglößes, wie die Kärlicher Durchbrüche, kann der Ausbruch aber nicht fallen, weil die Bodenbildung im Hangenden des Tuffs eine größere Zeitlücke anzeigt. — Der Naunheimer Durchbruch muß also etwas älter als der Kärlicher sein.

Die Bedeutung der Auffindung dieses Tuffschlotes liegt nicht so sehr in der Tatsache, daß sich in einem bisher als frei von quartärem Vulkanismus angesehenen Gebiet ein einzelner Durchbruch hat nachweisen lassen, als vielmehr darin, daß wir hierdurch einen Hinweis auf die Herkunft eines in Eifel und Hunsrück weit verbreiteten vulkanischen Sandes haben.

In der Eifel treten an den verschiedensten Stellen in ganz geringer Mächtigkeit im jüngsten Diluvium dunkle, basaltische Tuffe auf, die da, wo der Junglöß noch in beträchtlicher Mächtigkeit auftritt, meistens diesem Löß eingeschaltet sind. Weiter im Westen liegen sie auf der Hochfläche, ihre Altersstellung ist daher nur allgemein als jungdiluvial anzugeben. — Im Laacher-See-Gebiet selbst sind derartige Tuffe nicht selten: Kunksköpfe bei Burgbrohl, bei

Kruft und Plaidt usw. Hier liegt es natürlich nahe, sie auf einen Ausbruch der jüngsten Basaltvulkane zurückzuführen, die bekanntlich bis in die Zeit des Junglößes tätig waren. Auf die Bedenken, die dem entgegenstehen können, wird weiter unten noch eingegangen. Auch die im Unterlauf des Vinxtbaches (zwischen Vinxt- und Frankenbach) und an der Ahr (z. B. bei Johannisberg östlich Neuenahr) auftretenden, könnten vielleicht noch Ausbrüchen von Laacher-See-Vulkanen entstammen. — Auffälliger ist ihre Verbreitung südlich und südwestlich dieses Vulkangebietes. Grebe hat sie 1885 in der Umgebung Cochems, zunächst nach N und NO, bis an die Elz, dann aber auch im W und SW nachgewiesen. Er fand sie ferner rechts der Mosel zwischen Treis und Bullay in großer Verbreitung, von wo sie bis auf die höchsten Flächen des Hunsrücks hinaufreichen (Gegend von Grenderich und Irmenach bis Cappel hin). Sogar auf dem Plateau zwischen Sierck an der Mosel und Merzig an der Saar hat er derartige Sande nachweisen können.

Man kann auch hier natürlich daran denken, daß alle diese Vorkommen den Vulkanen der Vordereifel und des Laacher-See-Gebietes entstammen. Dem stehen jedoch — auch abgesehen von der reichlich großen Entfernung für diese doch relativ schweren Sande — mancherlei Bedenken entgegen, vor allem die Tatsache, daß der größte Teil der Vulkane zur Zeit der Bildung dieses „Sandes" schon erloschen war. In der Vordereifel erfolgten im wesentlichen nur noch die Ausbrüche bei Bertrich und einem Teil der Gerolsteiner Umgebung. Außerdem werden wohl in dieser jüngsten Periode des Vulkanismus alle oder fast alle Maare entstanden sein. Im Laacher-See-Gebiet, das von den meisten Vorkommen des „schwarzen Sandes" noch weiter entfernt liegt, erfolgten zwar noch mehrere größere Ausbrüche zu dieser Zeit, doch finden sich auch hier auffälligerweise in dem hangenden Löß selbst der jüngsten Vulkane (Kunksköpfe) noch wieder basaltische Tuffstreifen. Es müssen also noch nach dem Ausbruch dieser Vulkane irgendwo basaltische Aschen gefördert sein.

Es liegt daher nahe, für die Entstehung dieser schwarzen Tuffsande — abgesehen natürlich von einzelnen Vorkommen — durchweg nicht die großen Vulkane verantwortlich zu machen, sondern sie kleineren, im ganzen jüngeren Gasausbrüchen zuzuschreiben, die nun nicht nur in den eigentlichen Vulkangebieten erfolgten, sondern auch in den anscheinend vulkanfreien Zonen außerhalb. Diese Durchbrüche sind uns nur deshalb noch so wenig bekannt, weil sie sich wegen ihrer Kleinheit und wegen der Tatsache, daß vorwiegend Gase gefördert wurden, der Beobachtung entziehen und nur durch reinen Zufall aufgeschlossen werden. Ich möchte daher annehmen, daß man ähnlich wie bei Naunheim und bei Kärlich auch noch in anderen Teilen der Eifel und im Hunsrück eines Tages derartige Durchbrüche kennen lernen wird. — Ein Teil dieser schwarzen Tuffsande wird natürlich auch aus den Maaren der Vordereifel stammen, die ja ebenfalls sehr gasreichen, jugendlichen Ausbrüchen ihre Entstehung verdanken.

Im Osten des Laacher-See-Gebietes sind ähnliche Tuffe, allerdings nur an einzelnen Stellen, in einem großen Gebiet nachzuweisen. Mordziol beschrieb schon 1908 (S. 418) ein kleines Vorkommen eines glimmerreichen, basaltischen Tuffs bei Vallendar, das dem hangendsten Junglöß eingelagert ist. In einer kleinen populären Schrift leitet er dies Vorkommen 1930 aus den inzwischen aufgeschlossenen Kärlicher Tuffschloten her. Ebenfalls im Junglöß liegt der von ihm 1914, S. 31, erwähnte basaltische Tuff an der Carlsquelle (Straße von

Oberbieber nach Anhausen), auch der von Rhens dürfte gleichen Alters sein (MORDZIOL, 1914, S. 35). — In der Umgebung des Limburger Beckens finden sich zahlreiche Vorkommen von ähnlicher Beschaffenheit und ähnlicher geologischer Position. W. HESS gab 1909 eine kurze Zusammenstellung. Tatsächlich ist ihre Verbreitung aber noch erheblich größer. Auch hier handelt es sich, soweit mir die Vorkommen bekannt geworden sind, um ganz geringmächtige, oft stark mit Löß verunreinigte Einlagerungen im Löß. Auch aus der Wetterau beschreibt W. SCHOTTLER 1912 und 1915 basaltische Tuffvorkommen ähnlichen Alters. Er konnte hier sogar zwei verschieden alte feststellen, von denen der jüngere im Alter zu dem Kärlicher und denen des Limburger Beckens gehört, während der ältere dem Naunheimer entsprechen mag.

Über die Herkunft dieser Tuffe ist nichts Sicheres bekannt. Beide Autoren vermuten sie im Laacher-See-Gebiet. Vielleicht muß man aber auch hier, wie SCHOTTLER es ursprünglich annahm und auch HESS in Erwägung zog, mit einzelnen örtlichen Ausbrüchen rechnen; sie können im Limburger Becken, das ja auch sonst ein Analogon zum Neuwieder Becken ist, und vielleicht auch in der Wetterau erfolgt sein. Doch ist hier nicht der Ort, um auf diese Fragen näher einzugehen.

Zusammenfassung

Südwestlich des Laacher-See-Gebietes wurde rd. 11 km südlich des südlichsten Vulkans zwischen Mertloch und Naunheim im Maifeld ein kleiner Durchbruch basaltischen Tuffes in einer sonst vulkanfreien Zone aufgefunden, der bei einem sehr gasreichen Ausbruch während des jüngsten Diluviums gefördert sein muß. Da es sich um eine zufällige Entdeckung handelt — der Schlot tritt äußerlich so wenig hervor, wie die Tuffröhren von Kärlich im Neuwieder Becken —, liegt es nahe, auch in anderen vulkanfreien Teilen der Eifel und vielleicht auch im Hunsrück weitere derartige Durchbrüche anzunehmen, denen der weit verbreitete jungdiluviale vulkanische Sand auf den Hochflächen der Eifel und des Hunsrücks größtenteils entstammen mag.

Angeführte Schriften

GREBE, H.: Über die Verbreitung vulkanischen Sandes auf den Hochflächen zu beiden Seiten der Mosel. — Dies. Jb., 6. S. 364—365. 1335.

HESS, W.: Über vulkanische Aschen im Diluvium des Limburger Beckens. — Ber. niederrhein. geol. Ver., 3, S. 8—9, 1909.

MORDZIOL, C.: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. — Dies. Jb., 29, Teil I, S. 348—428, 1908.

—: Geologische Wanderungen durch das Diluvium und Tertiär der Umgebung von Koblenz. Braunschweig 1914.

—: Vulkanische Gasausbrüche am Rande des Neuwieder Beckens vor etwa 10 000 Jahren. — Heimatkalender Kreis Koblenz-Land, 1930.

SCHOTTLER, W.: Zwei pleistozäne Tuffvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 4. Folge, Heft 33, S. 55—62, 1912.

—: Nochmals die pleistozänen Tuffe in der Wetterau. — Ebenda, 5. Folge, Heft 1, S. 56—77, 1915.

—: Über einige vulkanische Tuffe aus der Umgebung von Bad Nauheim. — Geol. Rundschau, 7, S. 95—96, 1916.

Druckfertig eingereicht am 23. Mai 1932.

„Imprimatur" erteilt am 17. September 1932.

Entwicklung der Unterdevonfauna des Oberharzes im Lichte der neuen Anschauungen über die Stratigraphie

Von Georg Dahmer, Bad Soden a. Taunus

Kürzlich hat W. E. Schmidt in den Sitzungsberichten der Preußischen Geologischen Landesanstalt (1932, S. 39—42) in einer kurzen Mitteilung die neuen Anschauungen von der Stratigraphie des Oberharzer Unterdevons (Kahlebergsandsteins), zu denen er bei seinen Aufnahmearbeiten auf Bl. Zellerfeld gekommen ist, niedergelegt. Durch die Entdeckung von Tufflagern im Kahlebergsandstein konnte W. E. Schmidt einen wichtigen neuen Anhaltspunkt für die Gliederung gewinnen, und er kommt damit zu einer Auffassung vom Alter der einzelnen Schichtenglieder, die von derjenigen Beushausen's, die auch der ersten Auflage des Blattes Zellerfeld (A. Bode, 1913) zugrunde gelegt ist, in wesentlichen Punkten abweicht.

Schmidt stellt für die Glieder des Kahlebergsandsteins die in den beiden ersten Spalten nachstehender Tabelle angegebene Altersreihenfolge auf.

Die Angaben in der letzten Spalte werden weiter unten erörtert werden.

Tabelle I

Gliederung des Kahlebergsandsteins nach W. E. Schmidt 1932			**Dahmer'sche Horizonte** in der von Schmidt angenommenen Altersreihenfolge
(*Calceola* - Schiefer) *Speciosus* - Schichten	Mitteldevonische	Cultrijugatus-zone	(*Calceola* - Schiefer) *Speciosus*-Schichten, Zonen 1 u. 2
Cultrijugatus - Sandstein (unten mit *Nessigi* - Fauna Dahmer's)	Unterdevonische		*Speciosus*-Schichten, Zonen 3—6 Festenburger Schichten Schalker Schichten *Nessigi* - Schichten
Remscheider Schichten (mit Giengelsberger Fauna Dahmer's)	Oberkoblenz-Schichten		Giengelsberger Schichten
Keratophyrtuff			
Tiefste Oberkoblenzschichten (Fossilien nicht bekannt)	Koblenz-Quarzit		

In den letzten Jahrzehnten habe ich mich mit eingehenderen Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins beschäftigt (Dahmer, 1917, 1921, 1923a, 1927), deren wichtigstes Ergebnis die überraschende Feststellung war, daß in bestimmten Gliedern des Kahlebergsandsteins in starkem Ausmaße die Fauna der Remscheider Schichten, also die Oberkoblenzfauna des Bergischen und des westlichen Sauerlandes, vertreten ist, eine Er-

kenntnis, die auch die Zustimmung von J. Spriestersbach und A. Fuchs, durch deren schöne Arbeiten die Remscheider Fauna erst näher bekanntgeworden ist, gefunden hat (vgl. Spriestersbach, 1925, S. 387).

Weiterhin konnte ich bei meinen Faunenstudien nachweisen, daß in Beushausen's „Rammelsberger Schichten" zwei ganz verschiedene Faunen stecken: eine ältere, die ich Nessigi-Fauna, und eine jüngere, die ich Festenburger Fauna benannt habe, daß ferner eine aus vorwiegend schiefrigen Gesteinen bestehende Schichtenfolge vom Giengelsberg eine von der des übrigen Kahlebergsandsteins stark abweichende Tierwelt enthält, weshalb ich diesen Horizont als Giengelsberger Schichten ausgesondert habe (vgl. die letzten Spalten in Tabelle I und der untenstehenden Tabelle II).

Eine neue Stratigraphie des Kahlebergsandsteins habe ich, wenn man von der aus rein paläontologischen Erwägungen erfolgten Kennzeichnung vorstehend genannter Horizonte absieht, nicht aufgestellt, da ich ja keine Kartierungsarbeiten ausgeführt habe. Ich habe vielmehr die Ergebnisse meiner paläontologischen Untersuchungen mit der auch von Kayser, F. v. Sandberger und Frech anerkannten und bis vor kurzem unbestrittenen Beushausen'schen Stratigraphie in Einklang zu bringen versucht. Hierbei waren einige Schwierigkeiten in der Interpretation des Entwicklungsganges der Fauna aufgetaucht, die m. E. jetzt durch die Schmidt'sche Auffassung behoben werden. Es dürfte deshalb angebracht sein, auch vom Standpunkte des Paläontologen aus diese Auffassung einmal zu beleuchten.

Beushausen hatte (1900, S. 65) den Kahlebergsandstein in folgender Weise gegliedert:

Tabelle II

Gliederung des Kahlebergsandsteins nach Beushausen 1900	Entsprechende Horizonte Dahmer's
Speciosus - Schichten	*Speciosus* - Schichten
Rammelsberger Schichten	Festenburger Schichten *Nessigi* - Schichten (Lokalfazies: Giengelsberger Schichten)
Schalker Schichten	Schalker Schichten

Die Schalker Schichten wurden somit von Beushausen als ältestes Glied, und zwar als Äquivalent des mittelrheinischen Koblenzquarzits betrachtet. Gegen eine solche Parallelisierung waren mir bereits früher Bedenken entstanden (1921, S. 204), da die Übereinstimmung der Schalker Fauna mit derjenigen des Koblenzquarzits keineswegs so groß ist, als Beushausen und andere Autoren angenommen hatten.

Die faunistischen Beziehungen ergeben sich aus nachfolgender Zusammenstellung.

1. Übereinstimmend sind die Myophorien, nach Arten- und Individuenzahl; im übrigen aber bestimmen das Faunenbild

im Koblenzquarzit:

Spirifer arduennensis Schnur
Spirifer ignoratus Maur.
Spirifer carinatus Schnur
Spirifer subcuspidatus subcuspidatus Schnur,

ferner die Gosseletien, großen Pterineen, einige *Cyrtodontopsis*-Arten, *Orthis hysterita* GMEL. und *Stropheodonta piligera* SANDB., alles Arten, die in den Schalker Schichten fehlen oder äußerst selten sind;

in den Schalker Schichten:

Spirifer lateïncisus SCUP.[1])
Spirifer longeïncisus DAHM.
Spirifer auriculatus SANDB.
Spirifer curvatus SCHLOTH.

ferner *Prosocoelus-*, *Cyrtodonta-* und *Aviculopecten*-Arten, taxodonte Zweischaler in Anhäufung, und zwar überwiegend Formen, die wiederum im Koblenzquarzit teils unbekannt, teils selten sind.

2. Im Koblenzquarzit treten zahlreiche Unterkoblenzformen auf, entsprechend seiner Lage an der Basis des Oberkoblenz; außer den von VIETOR, 1918, S. 469, bereits aufgezählten 22 Arten sind dies:

nach A. FUCHS (1915, S. 53):
Rhenania tumida A. FUCHS

nach Slg. des Verfassers:
Modiomorpha simplex BEUSH.
Myophoria proteus BEUSH.
Grammysia ovata SANDB.
Orthis circularis SOW.

Den Schalker Schichten fehlen diese altertümlichen Formen, es fehlt auch die aus dem Koblenzquarzit bekannte und tiefes Niveau kennzeichnende *Acaste schmidti* RUD. RICHTER. Andererseits spricht das Auftreten von *Jovellania triangularis* ARCH. & VERN. für hohes Niveau der Schalker Schichten.

Mit dem paläontologischen Befund steht somit die Versetzung der Schalker Schichten in das höhere Oberkoblenz, im Sinne von SCHMIDT, besser in Einklang als ihre Parallelisierung mit dem Koblenzquarzit.

Eine weitere Schwierigkeit, den Entwicklungsgang der Kahlebergfauna zu verstehen (vgl. auch SCHMIDT, S. 40), bestand darin, daß bei Beibehaltung der BEUSHAUSEN'schen Altersreihenfolge zwischen die Schalker und die Festenburger Fauna, die einander ähneln, die anders geartete *Nessigi*-Fauna einrangiert werden mußte. Nach W. E. SCHMIDT bilden die *Nessigi*-Schichten aber die Basis der Schalker Schichten; der Übergang der Schalker in die Festenburger Fauna wird damit zu einem kontinuierlichen Vorgang und die hypothetische Annahme einer zweimaligen Änderung der Lebensbedingungen im Oberharzer Unterdevonmeer überflüssig.

Auch das Fehlen der *Nessigi*-Schichten im Schalker Tal wird jetzt verständlich: die Schalker Schichten im Wasserriß des oberen Schalker Tales bilden mit den Festenburger Schichten und *Speciosus*-Schichten am mittleren Schalker Teich ein ungestörtes Profil.

Mit der Einreihung der Schalker Schichten zwischen die Nessigi-Schichten und die Festenburger Schichten muß natürlich die zusammenfassende Bezeichnung „Rammelsberger Schichten" für die beiden letztgenannten Horizonte aus der Literatur verschwinden. SCHMIDT hat für die Schichtenglieder des Kahlebergsandsteins, in denen *Spirifer auriculatus* vorkommt, den neuen Namen *Cultrijugatus*-Sandstein eingeführt.

Die Giengelsberger Schichten bilden nach SCHMIDT wiederum das Liegende der *Nessigi*-Schichten. Ins Paläontologische übertragen bedeutet dies, daß diejenigen Arten der Giengelsberger Fauna, die ich im Hinblick auf ihre nahe Verwandtschaft mit bestimmten Arten der *Nessigi*-Fauna bisher als

[1]) *Sp. lateïncisus*, die häufigste Spiriferenart der Schalker Schichten, kommt im rheinischen Devon nur lokal vor, und zwar ist sie mit Sicherheit nur in den obersten Koblenzschichten nachgewiesen (Wetteldorfer Sandstein, RUD. & E. RICHTER, 1919, S. 34; Mandelner Schichten, Slg. d. Verfassers u. E. WEG, 1932, S. 24).

lokale „Ersatzformen" aufgefaßt habe (1921, S. 194), als deren Vorgänger zu betrachten sind, daß also mit dem Übergang der Tonschieferfazies in die Grauwacken-Kalksandstein-Fazies hinsichtlich der Faunenveränderung ein ähnlicher Vorgang stattgefunden hat, wie (allerdings in umgekehrter zeitlicher Reihenfolge!) beim Übergang der Grauwacken bzw. sandigen Schiefer der Mandelner Schichten in die Tonschiefer der Haigerhütte im rheinischen Oberkoblenz (DAHMER, 1923, S. 671).

Das jüngste Glied des Kahlebergsandsteins, die Schichten mit *Spirifer speciosus*, sind an einer Stelle (im Profil am mittleren Schalker Teich, BEUSHAUSEN, 1900, S. 30—34; BODE, 1913, S. 18; DAHMER, 1927) derart gut aufgeschlossen, daß von BEUSHAUSEN eine Detailgliederung aufgestellt werden konnte. Hierbei wurden 6 Zonen unterschieden, deren Fossilführung z. T. gut bekannt ist. Ich habe darauf hingewiesen, daß mit Zone 2 ein überraschender Faunenwechsel stattfindet, indem die in der nächst tieferen Zone 3 noch vorhandene Festenburger Fauna (3α) ganz unvermittelt verschwindet und eine durchweg mittelrheinische an ihre Stelle tritt. In Zone 2 (Lage 2b) kommt zum erstenmal *Calceola sandalina* (und zwar häufig) vor.

SCHMIDT stellt die Schichten mit *Spirifer speciosus* in das Mitteldevon. Dieser Auffassung kann ich nur unter der Voraussetzung, daß BEUSHAUSEN's Begriff „*Speciosus*-Schichten" eine Einschränkung erfährt, zustimmen. M. E. ist der Grenzschnitt Unterdevon—Mitteldevon innerhalb der *Speciosus*-Schichten zu legen, und zwar zwischen die Zonen 2 und 3, so daß die Zonen 3 bis 6 beim obersten Unterdevon verbleiben (vgl. Tabelle I, letzte Spalte). Neben dem oben angeführten paläontologischen Grund spricht hierfür der Umstand, daß sich an dieser Stelle auch ein durchgreifender Wechsel in der petrographischen Beschaffenheit vollzieht: in den Zonen 2 und 1 werden die bankig oder plattig abgesonderten Sandsteine mit ganz untergeordneten schiefrigen Lagen der Zonen 3 bis 6 durch überwiegend kalkig-tonige Sedimente mit flasrig-schiefriger Struktur abgelöst.

Im Kartenbild 1 : 25000 tritt es allerdings bei der geringen Mächtigkeit der *Speciosus*-Schichten (nach BODE höchstens 30 m) kaum in Erscheinung, ob die Grenze Unterdevon—Mitteldevon innerhalb der Schichtenfolge oder an ihrer Basis gezogen wird. In dem schlecht aufgeschlossenen Gebiete ist es auch gar nicht möglich, überall die einzelnen Zonen zu unterscheiden. Man wird also bei der Kartierung die Grenze zweckmäßig dorthin legen, wo im Hangenden der Festenburger Schichten die Schieferpakete überwiegen, also das Merkmal gelten lassen, nach dem sich auch BODE gerichtet hat.

Was ich in meiner Arbeit von 1921 (S. 175 ff.) als „Hangendste Bank der Festenburger Schichten" (= Zone 3α) bezeichnet habe, bleibt also in diesem Niveau. — Übrigens neigte BEUSHAUSEN in seiner ersten Arbeit (1884, S. 15) einer Eingliederung der Zonen 1 und 2 der *Speciosus*-Schichten in das Mitteldevon bereits zu[2]).

Auf Grund vorstehender Betrachtungen ergibt sich demnach folgender

Entwicklungsgang der Kahlebergfauna

unter Zugrundelegung der SCHMIDT'schen Stratigraphie.

Über dem Keratophyrtuff (der eine von W. E. SCHMIDT entdeckte, aber noch nicht bearbeitete Kleinfauna enthält) tritt in einem vorwiegend schiefrigen

[2]) *Spirifer speciosus* aut. ist — wenigstens in der derzeitigen Fassung des Begriffes — kein Leitfossil für das Mitteldevon. Er tritt auch im Flaserschiefer und in den Mandelner Schichten der rheinischen Unterdevonischen Cultrijugatuszone auf.

Schichtenkomplex, dem Absatzprodukt eines ruhigen Meeres, die Giengelsberger Fauna auf, die viel Eigenart besitzt, aber doch schon unverkennbare Anklänge an die Fauna des bergischen Faziesgebietes aufweist.

Ungeheuer häufig sind Ostracoden (durchweg bergische Arten), daneben andere Tierformen, die ebenfalls aus der Remscheider Oberkoblenzfauna bekannt oder durch nahe Verwandte darin vertreten sind (*Murchisonia acutecarinata* Spriestb., *Ctenodonta giengelsbergensis* Dahm., *Pedasiola hercynica* Dahm., *Pleurotomaria giengelsbergensis* Dahm.). Lokalformen, vorwiegend dünnschalige Lamellibranchiaten, gehören Gattungen an, die ebenfalls im Gebiet des Lenneschiefers häufiger vertreten sind als am Rhein.

Merkwürdig ist das vollkommene Fehlen von Brachiopoden[3]) und Krinoiden (wenigstens an dem von L. Denckmann entdeckten und bis jetzt allein bearbeiteten Fundpunkte).

Auf die Giengelsberger Fauna folgt in überwiegend sandigem (aus Sandstein oder gebankten Grauwacken bestehendem) Sediment die Nessigi-Fauna.

Die Zusammensetzung des Meerwassers hat sich in einer für die Remscheider Tierwelt vorteilhaften Weise verändert. Wenn man aus den Beobachtungen an heutigen Meeren (Drevermann, 1932, S. 59) Schlüsse auf eine so weit zurückliegende Zeit ziehen darf, hat der Salzgehalt zugenommen, denn einige im Giengelsberger Meer aufgekommene Miniaturmutationen bergischer Arten haben normale Größe erreicht. Weitere bergische Arten sind hinzugetreten, so daß das „Remscheider Gepräge" jetzt augenfälliger hervortritt.

Besonders charakteristische Remscheider Bestandteile der *Nessigi*-Fauna:

Bellerophon vicinus A. Fuchs
Pleurotomaria kleini Beush.
Myalina bilsteinensis F. Roem.
Myalina securis Dahm.[4])
Modiomorpha eximia Beush.
Modiomorpha bilsteinensis Beush.
Ctenodonta obsoleta Goldf.
Carydium callidens Spriestb.
Montanaria lata Dahm.

Vertreter von *Prosocoelus*, *Myophoria* und taxodonte Lamellibranchiaten (mit einer Ausnahme) spielen noch eine untergeordnete Rolle. *Cyrtodonta* fehlt.

Als leitender *Spirifer* ist *Sp. goslariensis* Dahm. (Dahmer, 1921, S. 281; 1923 a, Abschn. 5) zu betrachten. In diesem Niveau ist als Seltenheit schon *Spirifer auriculatus* vertreten.

Im mittleren *Cultrijugatus*-Sandstein, der Beushausen's Schalker Schichten entspricht, dringt die mittelrheinische Fauna in den Oberharz vor; *Spirifer auriculatus* wird häufig. Immerhin behält die Fauna ein Sondergepräge, das weniger durch das Vorkommen besonderer Arten als durch den Umstand bedingt ist, daß andere Gattungen und Arten das Faunenbild bestimmen als im gleichen Niveau am Mittelrhein (vgl. die Zusammenstellung auf Seite 820—821).

Remscheider Arten sind vereinzelt auch in den Schalker Schichten festgestellt (Unsicherheitsfaktor: Fossilfunde hier meist aus losen Blöcken stammend!); im Faunenbild spielen sie keine Rolle mehr. Hingegen besteht noch eine Beziehung all-

[3]) Ein Fossil, das ich anfänglich (1921, S. 287) für einen Brachiopoden gehalten habe, *Glassia (?) minuscula* Dahm., gehört in Wirklichkeit zu den Inartikulaten, worauf ich schon früher (1923 a, Abschn. 2) hinwies. Ich möchte die Art jetzt als *Schizambon (?) minusculus* bezeichnen.

[4]) Erst neuerdings nach briefl. Mitteilung von Herrn Dr. J. Spriestersbach von diesem auch in den Remscheider Schichten nachgewiesen (vorher nur aus dem Harz bekannt).

gemeiner Natur auch der Schalker zur Remscheider Fauna insofern, als sie wie diese eine ausgesprochene Lamellibranchierfazies ist.

In den hangenden Lagen des *Cultrijugatus*-Sandsteins nimmt mit dem Auftreten der Festenburger Fauna das mittelrheinische Gepräge zu, ohne daß indes der „Kahlebergcharakter" ganz verloren geht.

Brachiopoden treten mehr in den Vordergrund; typische Mittelrheinformen, wie *Spirifer subcuspidatus subcuspidatus* SCHNUR, *Orthis hysterita* GMEL. und *O. striatula* SCHNUR machen sich deutlicher bemerkbar, gewinnen aber noch keine besondere Bedeutung. Hingegen tritt *Spirifer paradoxus* SCHLOTH., bisher äußerst selten, bankbildend auf (Leithorizont für die Festenburger Schichten); daneben bleiben *Spirifer lateïncisus* und *Sp. longeïncisus* häufig. *Prosocoelus*- und *Myophoria*-Arten werden etwas seltener, *Cyrtodonta* ist ausgewandert.

Das Auftreten von *Acaste* cf. *nolens* RUD. RICHT. und von *Basidechenella kayseri* RUD. RICHT. kennzeichnet auch paläontologisch das hohe Niveau der Festenburger Schichten, das im übrigen durch ihren Nachweis im unmittelbaren Liegenden der *Speciosus*-Schichten stratigraphisch festgelegt ist[5]).

Daß die Fauna der Festenburger Schichten noch nicht völlig rheinischen Charakter angenommen hat, dürfte mindestens z. T. an der Eigenart des Sedimentes liegen, also mehr fazielle als paläogeographische Ursachen haben. Ich habe nämlich beobachtet, daß auch am Mittelrhein, an Stellen, wo die Oberkoblenzschichten mit *Spirifer auriculatus* ausnahmsweise als harte, dunkelbraun verwitternde Kalksandsteine wie im Oberharz ausgebildet sind, auch eine Fauna auftritt, die derjenigen der Festenburger Schichten ähnelt. Ich habe bereits (1921, S. 178) auf ein derartiges Vorkommen im Baybachtal bei Burgen a. d. Mosel, das sich auch auf der linken Moselseite (am Wege von Hatzenport nach dem Betzemer Hof) verfolgen läßt, aufmerksam gemacht.

Der Vergleich der Festenburger Fauna mit derjenigen vom Baybachtal läßt sich jetzt vollkommener durchführen als früher, da inzwischen Herr JOSEF HEFTER in Koblenz in sachverständiger Weise weiteres Fossilmaterial im Baybachtal gesammelt und mir zur Bestimmung vorgelegt hat. Ich gebe auf Seite 825 ff. eine Zusammenstellung der bis jetzt dort nachgewiesenen Arten.

Auffallend ist in der Fauna vom Baybachtal die Häufigkeit der am Mittelrhein in so hohem Niveau sonst nur vereinzelt anzutreffenden Myophorien, ferner das Vorkommen zahlreicher Nuculiden und anderer Tierformen, die nur im Oberharz in gleicher Häufigkeit auftreten oder nur noch von dort bekannt sind:

Pleurotomaria tricincta A. ROEM.
Tentaculites alternans A. ROEM.
Leiopteria concentrica A. ROEM.
Pterinea cf. *costulata* A. ROEM.
Sphenotus gracilis DAHM.
Cyrtina heteroclita DEFR. var. *multiplicata* DAV.
Chonetes subquadrata A. ROEM.

Brachiopoden (außer Choneten) sind auffallend selten, selbst *Orthis*- und *Athyris*-Arten. Die sonst in diesem Horizont am Rhein fast immer massenhaft auftretende *Anoplotheca venusta* SCHNUR fehlt.

Auch die Oberkoblenzschichten im Remstecker Tal bei Koblenz zeigen, und zwar auffallenderweise nur an den Stellen, wo sie als Kalksandsteine vom Kahlebergtypus vorliegen[6]), durch Anhäufung von Myophorien und Nuculiden, sowie durch das Auftreten von *Pterinea* cf. *costulata* A. ROEM. und *Cyrtodonta*

[5]) Wie mir Herr Professor W. E. SCHMIDT mitteilt, läßt sich die Abtrennung des tieferen vom höheren Cultrijugatus-Sandstein auf der geologischen Karte leider nicht durchführen, da in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet Fossillagen zu selten sind und eine Trennung nach petrographischen Gesichtspunkten in der Regel nicht möglich ist.

declivis A. Roem. in ihrer Fauna Anklänge an diejenige des Kahlebergsandsteins.

Mit Zone 2 der *Spirifer speciosus* führenden Schichten hat, wie bereits erörtert, die Kahlebergfauna der mittelrheinischen endgültig das Feld geräumt, auch das Sediment ist mittelrheinisch geworden. Zugleich wird der Charakter eines Grenzhorizontes deutlich durch die Zusammensetzung der Fauna markiert.

Neben Arten der obersten rheinischen Koblenzschichten (Mandelner Schichten z. T.) treten mitteldevonische Formen auf: *Calceola sandalina*, Styliolinen, *Conocardium cuneatum* A. Roem., *Bifida lepida* Goldf., *Stropheodonta irregularis* F. Roem., *Strophonella anaglypha* Kays. und Stockkorallen.

Mittelrheinische Fazies behalten auch die darüberliegenden *Calceola*-Schiefer hinsichtlich Sediment und Fauna bei. —

Zusammenfassend kann man somit sagen, daß die Schwierigkeiten, die hinsichtlich der Interpretation der Kahlebergfauna bisher bestanden, in einfacher Weise behoben werden, wenn man an Stelle der Beushausen'schen Stratigraphie die neue, von W. E. Schmidt aufgestellte, zugrunde legt. Die Veränderung, die die Tierbesiedelung des Oberharzer Unterdevonmeeres im Laufe der Zeit erfahren hat, war danach ein einsinnig gerichteter, aber in Abstufungen verlaufender Vorgang, der in der Verdrängung der ursprünglich bergischen Fauna durch die mittelrheinische bestand; ein ähnlicher Vorgang hat bekanntlich auch im bergisch-sauerländischen Nordwestmeer im Verlaufe der Oberkoblenzzeit stattgefunden (Spriestersbach, 1925, S. 385—387). Die Ursachen dieses Umwandlungsprozesses waren paläogeographischer Natur, doch sind die Abstufungen, in denen er verlief, bis zu einem gewissen Grade durch den Zusammenhang zwischen Fauna und Sediment bedingt.

Anhang

Fauna der Oberkoblenzschichten aus dem vorderen Baybachtal bei Burgen a. d. Mosel

(Fundstellen: zwischen der Killgens- und der Gesellschaftsmühle)

Die in meiner früheren Fossilliste (1921, S. 178) noch nicht aufgeführten Arten wurden von Herrn J. Hefter in Koblenz aufgefunden und befinden sich in dessen Sammlung.

Die Zahlen hinter den Fossilnamen bedeuten: 1 sehr häufig; 2 häufig; 3 mäßig vertreten; 4 ziemlich selten; 5 selten (1 Exemplar).

Homalonotus gigas A. Roem. 4
Homalonotus n. sp. (mit granuliertem u. bestacheltem Panzer) 4
Phacops sp. 5
Asteropyge rotundifrons Emmr. 3
cf. *Gomphoceras* (?) *compressum* A. Roem. 5
Coleoprion gracile Sandb. 5
Salpingostoma n. sp. (cf. *S.* „*plana*" Maurer in Slg. Maurer, Darmstadt) 2
Pleurotomaria tricincta A. Roem. 1
Murchisonia sp. 5
Holopea sp. (aff. *H. distincta* Dahm.) 3

[6]) Z. B. an der Straßenkante gegenüber den unter Naturschutz gestellten und durch eine Einzäunung kenntlichen Erosionsschliffen an der rechten Talwand.

Platyceras sp. 5
Tentaculites alternans A. ROEM. 1
Tentaculites schlotheimi KOKEN 4
Pterinea cf. *costulata* A. ROEM. 2
Pterinea ventricosa GOLDF. 5
Leiopteria concentrica A. ROEM. 2
Leiopteria pseudolaevis OEHL. 5
Limoptera n. sp. (?) 5
Nucula krachtae A. ROEM. 2
Nucula grandaeva GOLDF., var. *hercynica* BEUSH. 4
Nucula confluentina BEUSH. 4
Nuculana securiformis GOLDF. 3
Nuculana ahrendi A. ROEM. 3
Nuculites solenoides GOLDF. 3
Nuculites truncatus STEIN. 3
Nuculites sp. (Gruppe des *N. longiusculus* BEUSH.) 5
Myophoria cf. *inflata* A. ROEM. 3
Myophoria kahlebergensis BEUSH. 2
Myophoria intermedia DAHM. 2
Myophoria obrotundata BEUSH. 2
Myophoria gutta DAHM. 1
Myophoria cf. *minor* BEUSH. 5
Myophoria peregrina BEUSH. 5
Goniophora sp. 5
Leptodomus striatulus F. ROEM. 5
Sphenotus gracilis DAHM. 5
Spirifer paradoxus SCHLOTH. 2
Spirifer auriculatus SANDB. 3
Spirifer subcuspidatus subcuspidatus SCHNUR 2
Cyrtina heteroclita DEFR., var. *multiplicata* DAV. 4
Athyris? sp. 5
Rhynchonella daleidensis F. ROEM. 4
Rhynchonella hexatoma SCHNUR 2
Uncinulus pila SCHNUR 5
Rensselaeria confluentina A. FUCHS 4
Meganteris ovata MAUR. 5
Chonetes sarcinulata SCHLOTH. 1
Chonetes plebeja SCHNUR 1
Chonetes subquadrata A. ROEM. 3
Schuchertella hipponyx hipponyx SCHNUR 3
Orthis striatula SCHLOTH. 4
Orthis hysterita GMEL. 5
Orthis tectiformis K. WALTH. 5
Acanthocrinus sp. (5)
Pleurodictyum problematicum GOLDF. 5.

Nach den Nomenklaturregeln sind zwei Namen in meinen früheren Mitteilungen über die Fauna des Kahlebergsandsteins zu ändern. *Pleurotomaria schulenbergensis* DAHM. (Dies. Jb. 46, S. 55) ist zu bezeichnen als *Pl. kahlebergensis* DAHM., *Montanaria ovata* SPRIESTB. (Dies. Jb. 40, II, S. 300 und 304) als *M. devonica* BEUSH.

Literatur

Beushausen, L.: Beiträge zur Kenntnis des Oberharzer Spiriferensandsteins und seiner Fauna. — Abh. geol. Spezialk. Preußens, **6**, Heft 1, Berlin 1884.

—: Das Devon des nördlichen Oberharzes mit besonderer Berücksichtigung der Gegend zwischen Zellerfeld und Goslar. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., Heft 30, Berlin 1900.

Bode, A.: Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen. Bl. Zellerfeld, Lief. 100. Berlin 1913.

Dahmer, G.: Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins. I. — Dies. Jb. für 1916, **37**, I, S. 443—526, Berlin 1917.

—: Desgl. II. — Dies. Jb. für 1919, **40**, II, S. 161—306, Berlin 1921.

—: Die Fauna der obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. — Dies. Jb. für 1921, **42**, S. 655—692, Berlin 1923.

—: Nachtrag und Berichtigung zu meinen Abhandlungen: „Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins I und II." — Dies. Jb. für 1921, **42**, S. 693, Berlin 1923 [1923 a].

—: Der Kahlebergsandstein im Profil am mittleren Schalker Teich im Oberharz. — Dies. Jb. für 1927, **48**, S. 215—224, Berlin 1927.

Drevermann, F.: Meere der Urzeit. Berlin (J. Springer), 1932.

Fuchs, A.: Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). I. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **79**, Berlin 1915.

Richter, Rud. & E.: Über zwei gesteinsbildende *Spirifer*-Arten des Wetteldorfer Sandsteins. — Jb. nass. Ver. Naturk., **72**, S. 26—38, München-Wiesbaden 1919.

Schmidt, W. E.: Die Stratigraphie des Unterdevons und des Mitteldevons in der Umgebung des Rammelsberger Lagers. — Sber. preuß. geol. L.-A., **7**, S. 39—46, Berlin 1922.

Spriestersbach, J.: Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes. — Dies. Jb. für 1924, **45**, S. 367—450, Berlin 1925.

Vietor, W.: Der Koblenzquarzit, seine Fauna, Stellung und linksrheinische Verbreitung. — Dies. Jb. für 1916, **37**, II, S. 317—476, Berlin 1918.

Weg, E.: Die geologischen Verhältnisse auf dem Südostflügel des Siegener Hauptsattels. — Diss. Techn. Hochschule Berlin, Borna-Leipzig (R. Noske) 1932.

Druckfertig eingereicht am 27. Juni 1932.

„Imprimatur" erteilt am 20. September 1932.

Das norddeutsche Diluvium in eistektonischer Betrachtung vom Standpunkte der Gefügekunde

Von Willi Scharf, Berlin

Mit 3 Abbildungen

Einteilung

Seite
1. Einleitung 828
2. Scherflächen und mit ihnen verknüpfte Erscheinungen 829
3. Stauchmoränen 830
4. Druckspalten 831
a) Die Spaltennatur der Rinnen und Oser 831
b) Das Spaltenbild der Rinnen und Oser 835
5. Die Symmetrie des Eisgefüges, besonders gezeigt am Odergletscher 838
6. Glaziale und tektonische Formengebilde im gefügekundlichen Vergleiche . . 843
7. Die Ursache des gefügebildenden Drucks im Eise 844
8. Folgerungen 846
9. Schluß 848
10. Angeführte Literatur 848

1. Einleitung

Durch die Hamburgische Spitzbergen-Expedition (Gripp, 1929) ist die Bedeutung der Scherflächen bei der Gletscherbewegung, der Stauchungen bei der Endmoränenbildung und der Spaltenbildung bei der Entstehung der „Lehmmauerlandschaft" bekannt geworden. Es wurde nun versucht, diese schermechanischen und petrotektonischen Merkmale auch in Norddeutschland festzustellen und das Diluvium vom Standpunkt der Eistektonik zu betrachten. Dabei ist Eistektonik als gefügekundlicher Begriff zu werten. D. h. sie sagt nichts über die Herkunft der verformenden Kraft, die Dynamik, aus, sondern umfaßt zunächst nur das Gefüge- oder Bewegungsbild des umgeformten Körpers, also die Kinematik. Der Inlandeiskörper soll als ein „den fügenden Vektoren symmetriegemäßes Gebilde" gezeigt werden (Sander, 1930) unter vergleichender Heranziehung von Beispielen der Tektonik, wie sie von Stille, Cloos und Haarmann aufgefaßt wird. Solche Vergleiche sind um so angebrachter, als die Bewegungsbilder nicht nur große Übereinstimmung zeigen, sondern auch bis zu einem gewissen Grade unter gleichen physikalischen Bedingungen entstanden sind. Handelt es sich doch zumeist um horizontale, von tangentialem Druck verursachte Massentransporte. Nur Stoff und Größenordnung sind verschieden, während die Herkunft der Schubspannung zunächst gleichgültig ist. Die Strukturelemente des fossilen Eiskörpers werden in der Reihenfolge: Scherflächen, Stauchfalten und Klüfte besprochen und ihre über große Gebiete symmetrische Anordnung im Gesamtbilde wird nachgewiesen; glaziale und tektonische Formengebilde werden verglichen und die Herkunft des Drucks wird erörtert. Schließlich werden Folgerungen und Nutzanwendungen aus den Ergebnissen der eistektonischen Betrachtung gezogen.

Im Gegensatz zur Diluvialtektonik, die stets endogen bedingt ist, braucht die Eistektonik nicht unter den Begriff der „echten" Tektonik zu fallen. Sie umfaßt vielmehr als gefügekundlicher Begriff alle Umformungsvorgänge des Eises in reiner und schmutziger Form sowie des ähnlich reagierenden Frostbodens unter und vor dem Eise. Die Eigentümlichkeit dieser Reaktionen bei Umformungen beruht teils auf der großen Gleitfähigkeit des Eises, teils auf dessen plastischem Verhalten bei langsamen und seinem spröden Verhalten bei schnellen Formänderungen. Seine Gleitfähigkeit einerseits und seine Viskosität andererseits begründen seine Vorliebe für Scherflächenbildung. Scherflächen sind aber das Grundelement der Bewegung bei tektonischen Gesteinsumformungen. Nach der Feststellung von Scherflächen im Eise als einer allgemeinen Erscheinung durch Philipp (1920) war es verständlich, daß auch die andern Bewegungselemente in der Eistektonik sich finden, sowohl die der Falten- als auch die der Bruchtektonik. Dabei kann die in einem besondern Abschnitte behandelte Frage nach der Ursache der Eisbewegung ruhig offen bleiben, zumal sie im allgemeinen sich einengt auf die Frage nach dem gefügebildenden Druck.

Die Hauptaufgabe dieser eistektonischen Betrachtung bleibt, beizutragen zur Enthüllung des fossilen Eisgefügebildes des norddeutschen Diluviums, so wie sie von Gripp (1929), Richter (1929) und Potonié (1930), z. T. in Anlehnung an Slater (1925, 26, 27 a u. 27 b) angebahnt bzw. begonnen ist. Vor allem soll auch das Gebiet außerhalb der Endmoräne in den Kreis der Betrachtung gezogen werden, um so zu einem möglichst umfassenden eistektonischen Überblick zu kommen und eine Gesamtanalyse vorzubereiten, deren Ergebnisse wissenschaftlich und in der praktischen Nutzanwendung in gleicher Weise wertvoll werden können. Im Rahmen dieser Abhandlung konnte auf die rezenten Bewegungserscheinungen des Eises nicht näher eingegangen werden.

2. Scherflächen und mit ihnen verknüpfte Erscheinungen

Körper von höherem Verfestigungsgrad, wie das Eis, können Umformungen ohne Volumenveränderung nur mit Hilfe von Scherflächen im weitesten und allgemeinsten Sinne bewerkstelligen. Vor allem sind gemeint die bei Horizontaltransporten entstehenden, im ungestörten Zustande mehr oder weniger horizontalliegenden Bewegungsflächen, gleichgültig ob sie als Schichtflächen oder als diese durchschneidende Bruchflächen angelegt sind. In der folgenden Aufzählung sind Beispiele von Scherflächen und an ihnen erfolgten Bewegungen in und unter dem Eise zusammengestellt.

1. Prädiluviale Gesteine:

a) Schichtförmige Lagen diluvialen Materials im prädiluvialen Gestein, z. B. in zerscherte Seeigel enthaltender Kreide (Richter, 1929).

b) Überschiebungsflächen und abradierte Sattelköpfe im braunkohlenführenden Tertiär (Roethe, 1930) sowie Rutschflächen („Harnische") und Zertrümmerungserscheinungen in der Braunkohle (Potonié, 1930).

c) Gletscherschrammen auf prädiluvialen Gesteinen.

d) Prädiluviale Gesteinsschollen, häufig von großer Ausdehnung und horizontal lagernd, im Diluvium.

2. Diluviale Sande und Kiese

a) Oft nur an Rostfärbung kenntliche und eigentümlich zickzackförmig verlaufende Schichtung in diluvialen Sanden unter Geschiebemergel oder Geschiebesand.

b) Manche „lehmstreifige Sande".

c) Horizontalschichtung und Überschiebungsflächen steilgestellter und im gefrorenen Zustande verschobener Kiese und Sande, wie überhaupt die Schuppenstruktur, besonders in Endmoränen (Richter, 1929).

3. Geschiebemergel

a) Das Gestein als solches, charakterisiert durch das Nebeneinander verschiedenster Korngrößen, kann als Mylonit angesehen werden. Daher können andere Mylonite dem Geschiebemergel zum Verwechseln ähnlich sein. So ist der Ries-Mylonit, die Überschiebungsbreccie zwischen der Doggerdecke und dem Malm, mit Grundmoräne verwechselt worden und später als pseudoglaziales Gestein (v. Knebel, 1902) beschrieben worden.

b) Schichtung im Geschiebemergel, z. T. wie die Scherflächen heutiger Gletscher (Gripp, 1929, S. 190, Fig. 19) um Geschiebe und Sandlinsen herumlaufend (Dammer, 1927, Fig. 3 u. 4).

c) Infolge brecciöser Struktur zu Grus zerfallender Geschiebemergel (Dammer, 1927).

d) Gewisse zonenförmig angeordnete Kies- und Sandlinsen im Geschiebemergel.

4. Geschiebe:

a) Schliffe und Schrammen.

b) Zerberstung und Wiederverkittung (Meyn, 1871). Die Zersprengung kann nur in wenig plastischem Medium, wie Schmutzeis, gefrorenem Sande oder Frostboden, erfolgt sein. Als analoge pseudoglaziale Erscheinungen sind die geschrammten und zerborstenen Gerölle echter tektonischer Mylonite und die des Ries-Mylonites (v. Knebel, 1902) zu nennen.

3. Stauchmoränen

Eins der wichtigsten Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition (Gripp, 1929) war die Feststellung, daß die Aufschüttung gegenüber der Stauchung bei der Bildung der Endmoränen völlig zurücktritt. In den Endmoränen Spitzbergens sind zusammengestaucht Grundmoräne und ihr Auswaschungsrückstand (Kiese und Blockpackungen) sowie Schichten des Vorlandes (Sander, Beckentone, angrenzende Meeresablagerungen) und Schichten des Untergrundes, z. B. Tertiär. Auch in den fossilen Endmoränen sind Stauchungsanzeichen reichlich vorhanden. Ja, sie scheinen häufiger zu sein, als man bisher anzunehmen geneigt war. Gripp schätzt den Anteil der Stauchungsmoränen an den Endmoränen Norddeutschlands auf 90 %. Stauchungen haben sicher stattgefunden bei Fehlen des Sanders, bei Aufpressungen des Untergrunds, bei Steilstellung und Zusammenfaltung von Sand, Kies und Geschiebemergel; alles so häufige Erscheinungen, daß die von Gripp geschätzte Zahl nicht zu hoch zu sein scheint. Selbst wo Sander größeren Umfangs und Blockpackungen vorhanden sind, wird der Stauchungscharakter dadurch angezeigt, daß die „Blöcke in Zonen angereichert (Adern) sind, wie zusammengeharkt

beim ruckweisen Vorrücken des Eises" (Schneider, 1925) und die Endmoränen in bogenförmigen Stauchungswellen, oft mehrere hintereinander, verlaufen. Oft führen Verwerfungen, Einfaltungen und Überschiebungen zu Bewegungsbildern, die den alpinen Faltungsbildern äußerst ähnlich sind. Die besten Beispiele hierfür bieten die Profile von Rügen zwischen Stubbenkammer und Saßnitz (Slater, 1927 a) und die vom Lonstrup-Klint (Jessen, 1931). Geradezu als Modell für den vollkommenen Typ einer Stauchungsmoräne kann die Muskauer Endmoräne dienen. Sie besteht im wesentlichen aus aufgestauchtem braunkohleführenden Tertiär und verläuft in einem aus einem System paralleler Sattelachsen und gleichlaufenden Muldenlinien bestehendem Faltenbogen (Cramer, 1928). Potonié, bis in Einzelheiten Übereinstimmung findend, vergleicht ihn mit der von Gripp beschriebenen Endmoräne des Usher-Gletschers. Schon Wolff (1927) hatte, die „wunderbare Regelmäßigkeit und feinste Gliederung" des Faltenbildes hervorhebend, Stauchung als Entstehungsursache angenommen. In ähnlicher Gleichmäßigkeit ist marines Tertiär im westlichen Fläming bei Leitzkau wellenförmig durch das Eis gestaucht (Schmierer, 1910). In allen Fällen verlaufen die Stauchungsfalten senkrecht zum größten Druck in der Richtung des geringsten Drucks. Sie sind die plastische Reaktionsform des Eises oder der an das Eis angrenzenden Schichten und vertreten gleichsam die Faltentektonik in der Eistektonik. In ihrem Aufbau zeigen sie Anklänge an den alpinotypen Stil im Sinne Stille's. Diese äußern sich auch morphologisch insofern, als die Endmoränen — wenn auch gegenüber den Gebirgszügen der Alpen von viel geringerer Größenordnung — in langen schmalen Zonen sich bogenförmig hinziehen und ihre Hügelzüge wie ihre engen Längs- und Quertäler steile Böschungswinkel haben. Diese landschaftliche Ähnlichkeit mit den Alpen wird noch erhöht durch das Vorwiegen von Wald, das in den steilen Formen und dem Reichtum an Steinen, Kies und Sand begründet ist. Es ist daher verständlich, wenn solche Gebiete den Zusatznamen „Schweiz" erhalten haben, wie „Pommersche Schweiz" oder „Märkische Schweiz". In diesen Fällen, wo es sich um Stauchmoräne handelt, ist dieser Vergleich auch vom geologischen Standpunkte aus durchaus vertretbar.

4. Druckspalten

a) Die Spaltennatur der Rinnen und Oser

Wie in den Endmoränengebieten die Stauchungswellen der Endmoräne das Landschaftsbild beherrschen, so geben dem Rückland die markanten Linien der Talzüge und Oser ihr Gepräge. Die Talzüge werden nur zum kleinen Teil von größeren Flüssen benutzt. Häufig enthalten sie Reihen von Einzelseen und Rinnenseen, die oft durch kleine Rinnsale verbunden sind, oder sie können auch, meist infolge Ausfüllung mit Moor und andern alluvialen Sedimenten, ganz trocken sein. Auch die reihenförmig angeordneten Sölle können genetisch diesen Rinnen gleichgestellt werden. Wie die Seerinnen als morphologisch negatives Element sich linear erstrecken, so haben die wie Dämme oder Deiche die Gegend durchziehenden Oser als linienhafte Positivform zu gelten. Eine Mittelstellung nehmen vielleicht die unvermittelt in die Landschaft eingesenkten, wallartige Rücken enthaltenden Taloser ein. Über die Spaltennatur dieser Bildungen ist man sich in erster Linie wegen ihres geradlinigen Verlaufs im allgemeinen klar gewesen (Jentzsch, 1890), wenn man auch zunächst an echte tektonische Spalten oder auf echte Tektonik zurückgehende Spalten

dachte. Aber noch nicht ganz sind die Zweifel an dem Spaltencharakter verschwunden, indem man der selbständig wirkenden Erosion durch Schmelzwasser die Herausarbeitung derartiger, geradezu mit mathematischer Genauigkeit festgelegter Linien zutraut (Kraus, 1924). Da zudem noch die Ansicht vertreten wird, daß die Rinnenzüge durch endogen bedingte, postglaziale Störungen der diluvialen Ablagerungen entstanden sind — was in Ausnahmefällen vorkommen mag (Krause, 1925) — oder daß sie durch präglaziale Täler vorgezeichnet waren, so mögen die für Eisspalten sprechenden Merkmale der Rinnen kurz zusammengestellt sein.

1. Querprofil und Längserstreckung

Schmal und tief, das sind die charakteristischen morphologischen Kennzeichen einer typischen Rinne. Seen von nur wenige hundert Meter Breite können 50 m tief und noch tiefer sein. Die dadurch bedingte Steilwandigkeit ist schon manchem Badenden zum Verhängnis geworden. Wie gefährlich selbst kleine Seen sein können, das zeigt das Beispiel des nur bis 200 m breiten und 600 m langen Sees von Thurowken (Bl. Gardienen) bei Neidenburg, in dem ein zur gewohnten Tränke geführtes Gespann mit Pferd und Wagen verschwunden ist. Es war eben ein Sturz in die fossile Eisspalte. Die nützliche Seite dieser Seenverhältnisse ist, daß selbst die kleinen Seen äußerst krebs- und fischreich sein können. In Gegenden, in denen sich keine Abnehmer für Krebse finden — was in Ostpreußen vorkommt — sollen noch vor wenigen Jahren die Krebse waschkorbweise an die Schweine verfüttert worden sein. Dies sei nur erwähnt, um einen gewissen Eindruck von dem spaltenartigen Profil mancher Seen zu geben. Da auch die Seeufer, wie überhaupt die Talränder oberhalb des Wasserspiegels, sehr hoch und steil geböscht sein können, so können solche Täler schluchtartigen Charakter annehmen. In dieser Weise, oft auf viele Kilometer geradlinig, fast nie mäandernd, auf lange Strecken in gleichbleibender Breite sich hinziehend, sind sie richtunggebend für die Kulturlinien (Straßen, Eisenbahnen) und von ausschlaggebender taktischer (Tannenberg) und strategischer Bedeutung (Masurische Seen).

2. Die hydrographischen Verhältnisse und das Relief des Rinnenbodens

Die Hydrographie dieser Rinnenzüge weicht von der Norm auffallend ab. Viele Rinnenseen liegen auf der Wasserscheide des Preußischen Höhenzugs oder in Gegenden mit ganz geringem hydrographischen Gefälle, in denen die stehenden Gewässer weit überwiegen. Ebenso bemerkenswert ist die allgemeine Erscheinung der Nordentwässerung nördlich des Preußischen Höhenzugs, also „rückläufig" oder „widersinnig" zum ehemaligen Eiszentrum hin und die tiefe Lage der Rinnensohle zu NN. Eine Anzahl Seen reichen weit unter den Spiegel der Ostsee, „so der Madüesee mit 28 m, der Dratzigsee mit 45 m, der Mohriner See in der Neumark mit 9 m, der Schermützelsee in der Märkischen Schweiz mit 18 m u. a. m." (Schneider, 1926, S. 55). Ein Längstal geht von der Danziger Bucht aus, verläuft über Rheda, Neustadt und Lauenburg und mündet bei Leba in die Ostsee. Es verläuft demnach von ± 0 NN zu ± 0 NN (Jentzsch, 1890). Unter diesen Umständen hat es zu einer normalen Gefällskurve nicht kommen können. Diese ist vielmehr nicht nur in ihrem Gesamtverlauf, sondern auch in ihrer Einzelgestaltung sehr eigenartig.

Der Rinnenboden ist nämlich nicht einigermaßen eben, sondern von sehr unruhigem Relief. Die Seen weisen stark wechselnde Tiefenverhältnisse auf und selbst die tieferen Seen haben nicht selten Inseln. Die Emporragungen können ein derartiges Ausmaß annehmen, daß sie als Wasserscheiden wirkende Querriegel bilden können. Auch in dem oben erwähnten Längstal westlich der Danziger Bucht findet sich ungefähr in der Mitte des Talzuges bei Gr.-Boschpol eine 50 m hohe Wasserscheide. Die Talrichtung wird durch die Talwasserscheiden auffallenderweise oft nicht beeinflußt. (Keilhack [1898] hat geglaubt, diese Verhältnisse auf junge Hebungen zurückführen zu müssen, eine Ansicht, der bei eistektonischer Betrachtung nicht zugestimmt zu werden braucht.) Bekannt sind ja auch die Gefällsbrüche und die „Schwellen" des „Pommerschen Urstromtals". Solche Aufragungen des Rinnenbodens finden sich auch in den nord-südlichen Quertälern. Auch hier kommen Inseln und Querriegel zwischen den Seen und Talwasserscheiden vor. Letztere sind sogar die Regel, wenn die Rinne, Pässe und Quertäler bildend, durch die Endmoräne hindurch in das Vorland geht. Das Besondere dieser Unterbrechungen jeder Art in den Quer- wie in den Längstälern ist, daß sie meist die Rinnenrichtung nicht beeinflussen. Selbst wo der Talcharakter verschwunden ist, liegen die Rinnen diesseits und jenseits in einer Richtung. Von Jentzsch (1890) sind derartige Erscheinungen wohl zuerst, und zwar aus Westpreußen, beschrieben worden. Trotz dieses stark schwankenden Reliefs des Rinnenbodens werden in einem Talzug meist ziemlich gleiche Durchschnitts- und oft auch gleiche Maximaltiefen in den durch Barren und Querriegel aller Art getrennten Einzelbecken innegehalten, während die Tiefen zweier dicht benachbarter Parallelrinnen durchaus verschiedene Durchschnitts- und Maximalwerte haben können (Jentzsch, 1922, S. 20). Das läßt sich wohl nur damit erklären, daß die Rinnentiefe abhängig von der primären Tiefe der Eisspalte ist. Alle diese hydrographischen Erscheinungen: Die Lage der Rinnen in Gebieten geringen Gefälles, ihre Entwässerung nach N und nach S, die tiefe, z. T. unter NN reichende Lage des Rinnenbodens, die im Gesamtverlauf wie im einzelnen ganz unnormale Gefällskurve, das durch unterbrechende Erhebungen ungestörte Innehalten der Rinnenrichtung, die ganz verschiedenen Tiefenverhältnisse zweier dicht benachbarter paralleler Rinnen, sprechen völlig eindeutig für die Eisspaltennatur der Rinnen und die sekundäre, stellenweise wohl ganz wegfallende, Bedeutung der Erosion.

3. Die geologischen Verhältnisse

Die Rinnenzüge sind nicht an ein bestimmtes diluviales Gestein oder eine bestimmte diluviale Landschaftsform gebunden, sondern sie treten in Kiesen, Sanden und Geschiebemergel, sowohl in der ebenen und kuppigen Grundmoränenlandschaft als auch in Endmoränen und Sandern auf. Vorzugsweise kommen sie allerdings in den Grundmoränengebieten vor. In diesen Fällen sind die Rinnen fossile Eisspalten in fossilen Eisgebieten, als solches kann die Grundmoränenlandschaft ja angesehen werden. Grundmoränenspalten sind sehr häufig. Es ist keineswegs nötig, bei Rinnen mit Geschiebemergelwänden präglaziale, mit Geschiebemergel ausgekleidete, Täler anzunehmen. Die Rinnen in Sandergebieten sind in manchen Fällen wohl Zeichen dafür, daß sich die Spalten auch in den gefrorenen Schichten des Vorlandes fortsetzten, während das Auftreten von Abschnittsprofilen, z. T. mit gefalteten Schichten, an den Rinnenwänden anzeigen kann, daß die Eisspalten sich auch nach unten in den

Frostboden fortsetzten. In dieser Auffassung besteht ein gewisser — im Rahmen dieser Betrachtung ganz unbedeutender — Gegensatz zu der Ansicht WOLDSTEDT's (1929), daß die Eisspalten sich nach unten durch Erosion abgebildet haben. In dieser Fassung liegt m. E. eine Überschätzung der Erosion bezüglich ihrer Wirkung in die Tiefe. Eher glaube ich, daß die Rinnen um so besser erhalten sind, je ruhiger das Abschmelzen erfolgte und je weniger die Erosion gearbeitet hat. Das gelegentliche Fehlen von Sandern und das häufige Vorkommen von Talsanden und von Taltonen sind Anzeichen, daß nicht selten statt Erosion Aufschüttung stattgefunden hat. Schließlich ist die Lage der Rinnen in Gebieten, in denen das Diluvium 200 m und noch größere Mächtigkeit erreichen kann, ein Hinweis darauf, daß die Rinnen als diluviales Phänomen zu werten sind, und daß Verwerfungen schon ein bedeutendes Maß erreichen müssen, um sich durch die mächtigen Lockerbildungen hindurch bis zur Oberfläche bemerkbar zu machen. Schmalere Rinnen können auf die Art wohl überhaupt nicht entstanden sein. Tektonische Theorien, nach denen die Rinnen unmittelbar endogen bedingt sein und die Untergrundsstruktur infolge diluvialer oder postglazialer Neubelebung der alten Tektonik wiedergeben sollen, werden nur für Sonderfälle Gültigkeit haben. Eine ablehnende Stellung gegen die tektonische Auffassung hat auch WOLDSTEDT (1928) mit überzeugender Begründung eingenommen. Damit kann als feststehend angesehen werden, daß der Erscheinungskomplex der Rinnen in erster Linie auf die Bildung von Eisspalten zurückgeht, daß der Erosion nur — wahrscheinlich oft ganz geringe — umgestaltende Bedeutung zukommt und daß andere Gestaltungsfaktoren stark oder gänzlich zurücktreten.

Die für die Spaltennatur sprechenden Gründe sind sinngemäß auch für die Oser anzuwenden. Der Hauptunterschied gegenüber den Rinnen besteht darin, daß die Spalte nicht mit Luft oder mit unter Umständen die Spalte ganz ausfüllendem Spalteneis, also leichtvergänglichem Material, ausgefüllt war, sondern mit dauerhaftem Gesteinsmaterial. Die Spalten können dann als Lockerzonen des Eises — ganz wie bei den Spalten echter Tektonik — entweder von oben oder von unten ausgefüllt sein. In erstem Falle entstanden die Aufschüttungsoser, im zweiten Falle die Aufpressungsoser. Letztere sind als Folgen der Kerbwirkung im Sinne von SEIDL (1925) anzusehen, d. h. die Spalte als Kerbe hat eine Aufpressung verursachende Spannungskonzentration des Belastungsdrucks an ihrem Grunde herbeigeführt. Solche Aufpressungsoser gleichen in gewisser Hinsicht den Salzlinien und noch mehr vielleicht „eruptivem Röt", welcher gangartig in kleinen, 225—500 m langen und 15 bis 75 m breiten Vorkommen an einer Störungszone nördlich des Thüringer Waldes (auf Bl. Plaue) in Muschelkalk emporgepreßt ist (ZIMMERMANN, 1891). Ähnlicher Entstehung scheinen auch manche Drumlins zu sein, besonders soweit es sich um Übergangsformen zu Oser handelt.

Die Oser sind entweder der Landschaft, oft eisenbahndammartig, aufgesetzt und von Osgräben begleitet, oder sie sind in seltenen Fällen von breiteren Rinnen aufgenommen, deren Wandhöhe sie dann nicht überragen. Derartige „osartige Bildungen" in Rinnen kommen auf dem demnächst erscheinenden, von KAUNHOWEN und HÜLSEMANN kartierten Bl. Grünfließ, nördlich Neidenburg, vor. In den Erläuterungen schildert KAUNHOWEN, wie die geradlinigen, tiefen, steilwandigen Einschnitte der Rinnen die tischebene Sanderlandschaft so unvermittelt durchziehen, daß man erst unmittelbar an ihrem Rande das in ihnen enthaltene Gewirr der osartigen Rücken und Hügel sieht.

Der Spaltencharakter dieser Rinnen wird dadurch in augenfälligster und in der ebenen Landschaft besonders eindrucksvoller Weise offenbar. Bei ihrer Lage in dem Sandergebiet kann man annehmen, daß sie nicht aus Eisspalten, sondern aus Spalten im gefrorenen Sandersand entstanden sind und daß sich daraus die eigenartige Lage der osartigen Bildungen in der Rinne erklärt.

Zweifellos geben nach allem Rinnen und Oser im allgemeinen die Spalten des Inlandeises wieder. In welcher Weise sie mit den Endmoränen sich zu einem geschlossenen Bild vereinigen, soll im nächsten Abschnitt gezeigt werden.

b) Das Spaltenbild der Rinnen und Oser

Wie jedem Faltengebirge ein Spaltenland, das Schollengebirge, vorgelagert ist, so gehört zu jeder Stauchmoräne ein spaltendurchzogenes Gebiet. Sind die Stauchungszonen plastische, so sind die Spaltengebiete klastische Reaktionsformen der Gesteine bzw. des Eises und der sich eistektonisch ähnlich verhaltenden gefrorenen Schichten, entstanden durch denselben Umformungsvorgang. Die Übereinstimmung groß- und eistektonischer Erscheinungen bei der klastischen Umformung ist ebenso weitgehend wie bei der plastischen. Das Spaltenbild der Groß- und Granittektonik besteht meist aus zwei sich rechtwinkling schneidenden Kluftsystemen, den senkrecht zu den Falten streichenden Querstörungen (Q-Spalten im Sinne von Cloos) und den parallel zu den Falten streichenden Längsstörungen (S-Spalten). Die Querstörungen sind gegenüber den Längsstörungen in stärkerem Maße zu Mineral- und Eruptivgängen oder Talzügen ausgebildet, zeigen also Merkmale weiteren Klaffens. So streichen z. B. die Basaltgänge zwischen Koburg und Meiningen senkrecht zum Schichtstreichen auf den Thüringer Wald zu. Treffliche Beispiele von rechtwinkligen Kluftgittern, deren Q-System senkrecht zum Generalstreichen der Falten steht, geben Lehmann (1928) vom östlichen Harzvorland und Ebert (1923) vom Deistergebiet. In der Granittektonik sind durch Cloos die Quer- und Längsstörungen genauestens, bis in das Mineralgefüge, verfolgt und mit Q- und S- (Schieferung) Flächen bezeichnet worden. Jedes geologische Kartenbild von tektonisch stärker beanspruchten paläozoischen Gebieten (Rheinisches Schiefergebirge, Harz) zeigt die rechtwinklige Anordnung der Störungen, oft in solcher Regelmäßigkeit, daß es einem Schachbrett ähnlich werden kann. Schließlich hat fast jeder Bergbau mit querschlägigen und streichenden Störungen zu rechnen. Dieses druckorientierte Spaltengitter ist nun in entsprechender Weise auch im Diluvium zur Ausbildung gekommen. Es tut sich in der Form und der Anordnung der Rinnen und Oser, z. T. wohl auch der Drumlins, kund (vgl. Abb. 1). Deutlich können zwei verschiedene Kluftscharen unterschieden werden. Die eine, den Querstörungen (Q) entsprechend, streicht senkrecht zu den Endmoränen, die andere, den Längsstörungen (S) entsprechend, parallel zu ihnen. Das Q-System unterscheidet sich gegenüber dem S-System durch stärkere Ausbildung der Rinnen (nach Länge, Breite, Tiefe und Anzahl) und Oser. Es wird angegeben durch die bevorzugte Richtung der Rinnenseen, wie überhaupt der Rinnen, und durch den Verlauf der Hauptoser. Das S-System wird gekennzeichnet durch die Längstäler, deren Längserstreckung, wie beim „Pommerschen Urstromtal", wohl recht erheblich sein kann, deren Tal- und Seecharakter aber weniger ausgesprochen ist. Meist handelt es sich bei ihm um Rinnen und Oser zweiter Garnitur. Auch Diagonallinien deuten das Vorhandensein von „Mohrschen Flächen" an.

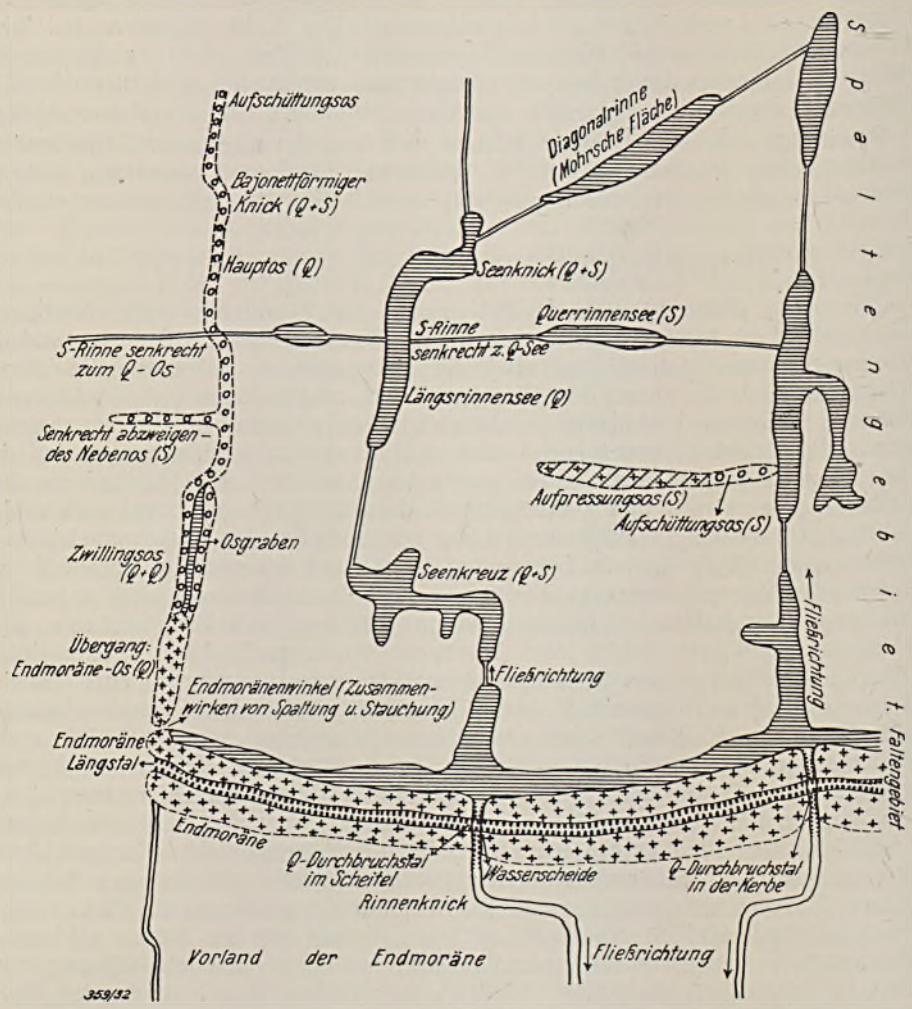


Abb. 1. Die Diluvialformen eines Endmoränengebietes als fossile Strukturelemente des Inlandeises. (Q = Querklüfte. S = Längsklüfte im Sinne von CLOOS.)

Das Spaltengitter kommt in dem immer wieder auftretenden, rechtwinkligen Motiv in der Landschaft zum Ausdruck: Täler kreuzen sich oder Oser oder Drumlins rechtwinklig, oder sie verlaufen zickzackförmig, dabei unnatürlich schmale Sporne der Grundmoräne umschließend, oder sie strahlen, wie die vier bei Demmin in Vorpommern zusammentreffenden Rinnen (vgl. Abb. 2a und 2b), die Wiederholung der Rechtwinkligkeit besonders betonend, zu Hakenkreuzen aus (SCHNEIDER, 1926, S. 51). Die Seen sind mit rechtwinklig angesetzten Haken versehen, sie bilden T- und H-Formen oder geschlossene Vierecke (v. BÜLOW, 1930). Die Oser sind in rechtwinkligen Systemen angeordnet (v. z. MÜHLEN, 1928). Sie entsenden senkrecht abzweigende Nebenoser und

sind mit senkrechten Knicken versehen, so daß es häufig zu der Bajonettform kommt. Oser, Osgräben, Seerinnen und Drumlins können so ein dichtes Kluftgitter wiedergeben (Korn, 1913).

Beispiele für das diluviale Spaltennetz gibt es reichlich, besonders in Gebieten, in denen das Inlandeis stärker druckbeansprucht war, also nördlich der Baltischen Endmoräne. Sie finden sich in der ebenen und kuppigen Grundmoränenlandschaft, in der Endmoräne und im Sandergebiet. Von Ostpreußen erhalten die im Druck befindlichen Blätter Grünfließ (aufg. von Kaunhowen und Hülsemann) und Jablonken (aufgen. von Kaunhowen) im Sandergebiet ihrer Nordhälfte durch die Rinnen der Maranse, der Alle und des Omulef-Sees mit ihren parallelen und rechtwinklig kreuzenden Nebenrinnen leiterförmig angeordnete Strukturlinien. Der Omulef-See selbst stellt den H-Typ eines Spaltengitter-Sees dar. Die Seengruppen im ehemaligen Ostposen sind durch langgestreckte, bis 50 m tiefe, schmale und steilwandige Nord-Süd-Rinnen und ein senkrecht dazu streichendes Nebensystem charakterisiert (Schütze, 1918). Aus dem ehemaligen Westpreußen hat Jentzsch (1922) besonders schöne Beispiele beschrieben. Das Nord—Süd-Rinnensystem des Mausch- und Gowidlino-Sees, bis 38 m tief und in Gebieten mit vielleicht 200 m mächtigem Diluvium, ist 38 km weit zu verfolgen. Der bis 55 m tiefe Weitsee auf der Südseite der Baltischen Endmoräne innerhalb eines Sanders erinnert mit seiner kreuzförmigen Gestalt an den Vierwaldstätter See. Auch die Tiefenlinien und die die Seen begleitenden kleineren Rücken verlaufen entweder parallel oder senkrecht zu der Hauptrinnenrichtung. Zu dieser Landschaft im ehemaligen Westpreußen mit ihren streng gerichteten Zügen in den Groß- wie in den Kleinformen bemerkt Jentzsch (1922, S. 25): „Zwei Liniensysteme, jedoch in sich gestaffelt, durchdringen sich mithin hier und geben hier wie auf Tafel II das Kartenbild der Diaklasen, dessen Ursachen wohl in den gleichen Druckspannungen — sei es in einer Eisdecke, sei es in einem tief unter Diluvium verborgenen Gestein — zu suchen sein dürfte." Hiermit ist wohl zum ersten Male die Deutung der Rinnen als Druckspalten des Eises versucht worden. Auch die märkischen Gewässer zeigen den Charakter eines rechtwinkligen Spaltensystems stark ausgeprägt. Erwähnt sei nur die Havel südwestlich Berlin mit dem Parallelzug der Grunewaldseen im Osten und demjenigen des Sakrower und Gr.-Glienicker Sees im Westen und mit ihrem charakteristischem rechtwinkligen Knick bei Caputh und dem ebenso auffällig unterhalb des Knicks bei Ferch blind endenden Schwielow-See. Hiermit wären Beispiele für das eistektonische Spaltengitter aus Gebieten nördlich und südlich der Baltischen Endmoräne gebracht. Daß es in Gebieten stärkerer Stauchungserscheinungen am meisten ausgeprägt ist, dafür ist das Gebiet des Buk-Moschiner Oses im ehemaligen Westposen (Korn, 1913) ein Beleg. Während das Gebiet hinter der mit Stauchungsanzeichen versehenen Moschiner Vorstaffel durch Haupt- und Nebenoser sowie durch Rinnen und Drumlins äußerst unruhige, nach einem feinmaschigen Spaltennetz angeordnete Landschaftsformen aufweist, dehnt sich westlich im Anschluß an das Ende der Endmoräne, durch den Hauptoszug scharf abgegrenzt, die ebene Grundmoränenlandschaft aus. Als Ursache für dieses auffallende Aneinandergrenzen zweier ganz verschiedener Landschaftstypen nahm Korn verschiedene Mächtigkeit und verschiedene Geschwindigkeit des Inlandeises an. Die Eismächtigkeit kann wohl kaum so krassen Wechsel zeigen, eher schon die Geschwindigkeit. In Anbetracht der Stauchungserscheinungen der Moschiner Vorstaffel ist es wohl richtiger, den

Gegensatz in der Landschaft auf die verschiedene Druckbeanspruchung des Inlandeises zurückzuführen.

Sind für die Endmoränen Faltenbildung und Schuppenstruktur, so ist für das angrenzende Gebiet Schachbrettstruktur bezeichnend. Bei dieser sind die Strukturlinien das Ausgehende von mehr oder weniger senkrechten Flächen. Dem Schachbrett der Oberfläche entspricht also eine kammerähnliche Zerteilung des Untergrunds. Der Inhalt dieser in die Tiefe setzenden Kammern ist aber nicht einheitlich, sondern wird wieder durch Schicht- und Scherflächen vertikal gegliedert. Je nach dem Abstand dieser Horizontalflächen entstehen blätter-, bretter-, ziegelstein-, würfel- oder mehr säulenförmige Körper. So bestehen die diluvialen Schichten — wie alle tektonisch stärker beanspruchten Gesteine — aus mosaikförmig zusammengesetzten Bausteinen, deren Größe je nach dem Beanspruchungsgrad zwischen kleinen grusbildenden Kluftkörperchen und großen einheitlichen Schollen schwankt.

Aus den angeführten Beispielen geht zur Genüge hervor, daß das eistektonische Kluftgitter rechtwinklig ist und aus ungleichwertigen Linien besteht, von denen die bevorzugte Linie in der Druckrichtung liegt, so daß die Hauptspalten senkrecht zu den Hauptfalten streichen. Das diluviale Eisgefüge weist somit viele Eigenschaften eines echten tektonischen Gefüges auf und ist von diesem hauptsächlich durch seine geringere horizontale und vertikale Erstreckung, bedingt durch das unterschiedliche Material und die verschiedenen Entstehungsursachen des gefügebildenden Drucks, unterschieden. Wie groß die Übereinstimmung eistektonischer und endogen bedingter tektonischer Erscheinungen sein kann, zeigt besonders ein Vergleich mit den Karrenbildungen. Die landschaftliche Ähnlichkeit ist so groß, daß man ebenso von karrenähnlichen Gletschern wie von gletscherähnlichen Karrengebieten spricht. Auch die Kalkzerklüftung wird bewirkt durch ein rechtwinkliges, engmaschiges Spaltensystem als Folge einer einfachen mechanischen Zerlegung. Dadurch, daß die Spalten oft seeartig erweitert sind und teils mit Wasser, teils mit Humus erfüllt sind, können sie geradezu als Modell einer rinnenreichen Diluviallandschaft im verkleinerten Maßstab dienen. Die übereinstimmende Ausgestaltung des druckorientierten Spaltengitters im Kalk wie im Eis beruht darauf, daß der Kalkstein schichtungslos, dicht und zuckerkörnig wie Gletschereis sein kann und daß der Eisschmelze die Kalklösung entspricht, daß also die mechanische Wirkung der Erosion gegenüber den chemischen Vorgängen zurücktritt. Der Hauptunterschied liegt demnach nur in der Ursache des Drucks.

5. Die Symmetrie des Eisgefüges, besonders gezeigt am Odergletscher

Das morphologische Landschaftsbild des Diluviums ist nach unserer Betrachtung in erster Linie und besonders in seiner Anlage zurückzuführen auf das Eisgefüge und dieses wiederum auf eine mechanische Krafteinwirkung, wobei die Kraftursache nebensächlich ist. Nach „dem Abbildungsgesetz der Vectorensymmetrie" (SANDER, 1930) muß die Symmetrie des Vectors, d. h. die stets symmetrische Anordnung der Kraftlinien eines Kräftefeldes, auch in dem beeinflußten Gebilde sich abbilden. Die Allgemeingültigkeit dieses Gesetzes erläutert SANDER (S. 72) mit folgenden Worten: „Die aus äolischen und wässerigen Transporten abgesetzten Sedimente mit dem Grobgefüge der Rippelmarken,

Dünen usw. und ihrem zum Grobgefüge symmetriegemäßen Korngefüge gehören ebenso hierher wie die tektonischen Grobgefüge und die hierzu symmetriegemäßen Korngefüge der Tektonite. Und ganz ebenso gehören hierher symmetriegemäße, täglich sichtbare Gebilde strömender Atmosphäre und strömender Gewässer, was deren sichtbare Elemente und deren bewegte Grenzflächen anlangt." Auf alle Fälle muß also auch eine symmetriegemäße Regelung des Eisgefüges gefordert werden, das ja seine Entstehung einem mechanischen Vorgang (Druck durch Eisnachschub oder Eisgleitung, tektonisch bedingte Eispressung) verdankt. Heutige wie ehemalige Gletschergebiete müssen in gleicher Weise Symmetrieeigenschaften aufweisen. Ist in der diluvialen Landschaft das ehemalige Eisgefüge fossilisiert, so müssen die Landschaftszüge, soweit sie einheitlicher Entstehung sind, symmetrische Anordnung zeigen. In der Tat ist diese im Landschaftsbild Norddeutschlands ganz auffallend.

Schon das im vorigen Kapitel geschilderte Kluftgitter enthält infolge seiner Rechtwinkligkeit und seiner Orientierung zur Endmoräne recht hohe Symmetrie. Diese kommt ferner dadurch zum Ausdruck, daß die Endmoränen meist kreisbogenförmig verlaufen, daß sie häufig aus einer ganzen Anzahl von parallelen Wällen bestehen und durch Quertäler zerstückelt werden, welche den Bogenscheitel und die kerbartigen Stellen, wo zwei Endmoränenloben zusammenstoßen, bevorzugen. Man betrachte nur den Usher-Gletscher (Gripp, 1929) als rezentes Beispiel oder den Muskauer Endmoränenbogen, dessen Ähnlichkeit mit dem Usher-Gletscher Potonié (1930) hervorgehoben hat, um sich von der hohen Symmetrie von z. T. geometrisch anmutender Genauigkeit in rezenten und fossilen Endmoränengebieten zu überzeugen. Auch bei dem Versuch Muheim's, einen Schweizer Gletscher „granittektonisch" zu kartieren, fiel die spiegelbildliche Anordnung der Verschiebungslinien auf (Cloos, 1929).

Als geeignetstes, durch besonders hohen Symmetriegrad und Weiträumigkeit ausgezeichnetes, fossiles Beispiel auf deutschem Boden sei der Odergletscher in weiterem Sinne ausführlicher angeführt. Ein sein Gebiet umschreibendes Rechteck hätte ost-westliche Längsseiten von 300 km und nordsüdliche Querseiten von 200 km. Die Strecke Ribnitz (in der Nordwestecke) —Stolpmünde (in der Nordostecke) beträgt 290 km und die von Swinemünde im Norden nach Oderberg im Süden 120 km (vgl. Abb. 2a u. 2b)[1]). Schon in der Umgrenzung, gegeben durch die Küste und den Baltischen Höhenzug, zeigt sich Symmetrie infolge des bogenförmigen und untereinander ziemlich parallelen Verlaufs dieser Linien. Diese wird noch erhöht durch den etwa von der Ost—West-Linie: Nörenberg—Stettin—Prenzlau vorgeschobenen Großlobus der Oder und die rechts und links sich girlandenförmig anschließenden Kleinloben. Die Symmetrie der inneren Struktur ist nun im großen wie im kleinen recht weitgehend. Als zentrale Depression liegt ziemlich in der Mitte des Nordrandes das Stettiner Haff mit den nach S in den Oderlobus ausstrahlenden großen Radialrinnen des Randow-Tals, der Oder und des Rinnenzugs mit dem Madüe- und dem Plöne-See. Noch höheren Symmetriegrad muß man dem gewaltigen, gegen 350 km langen Längsrinnensystem zuschreiben, welches sich von der Zentraldepression ungefähr in der Mitte zwischen Küste und Endmoräne und ziemlich parallel

[1]) Als Unterlage für die Karte (Abb. 2a) dienten: „Geologisch-morphologische Übersichtskarte der Provinz Pommern" 1 : 500 000 von Keilhack (1898), sowie „Geologische Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1 : 500 000", und zwar Provinz Brandenburg von Keilhack (1921) und Provinz Pommern von Keilhack (1930), herausgeg. von der preuß. geolog. Landesanstalt, Berlin.

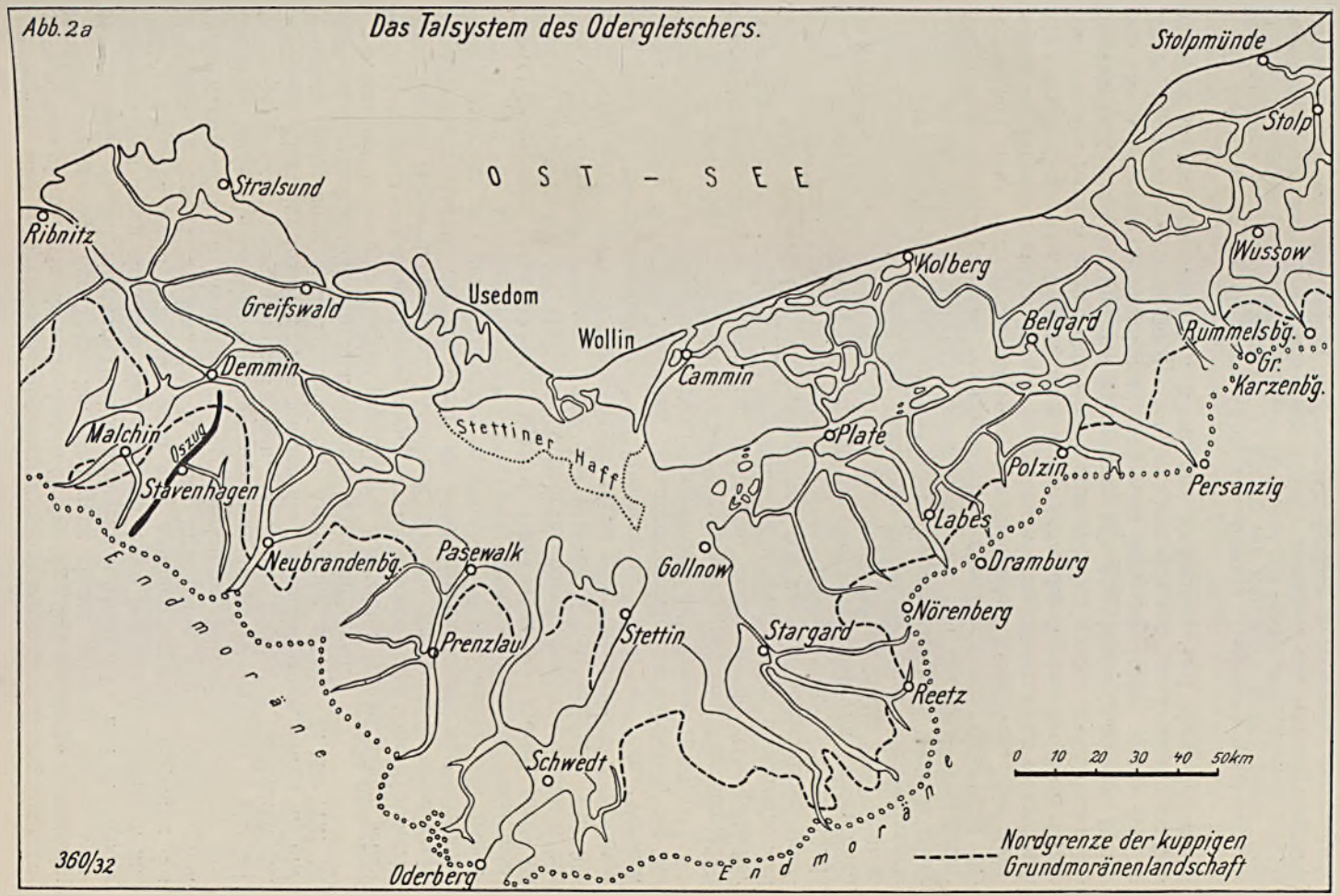


Abb. 2a
Das Talsystem des Odergletschers.
OST - SEE
Stolpmünde
Stolp
Stralsund
Ribnitz
Wussow
Kolberg
Usedom
Greifswald
Belgard
Rummelsbg.
Gr. Karzenbg.
Wollin
Demmin
Cammin
Malchin
Oszug
Stettiner Haff
Plate
Polzin
Persanzig
Stavenhagen
Labes
Neubrandenbg.
Pasewalk
Gollnow
Dramburg
Nörenberg
Prenzlau
Stettin
Stargard
Reetz
Schwedt
Endmoräne
Oderberg
0 10 20 30 40 50km
Nordgrenze der kuppigen Grundmoränenlandschaft
360/32

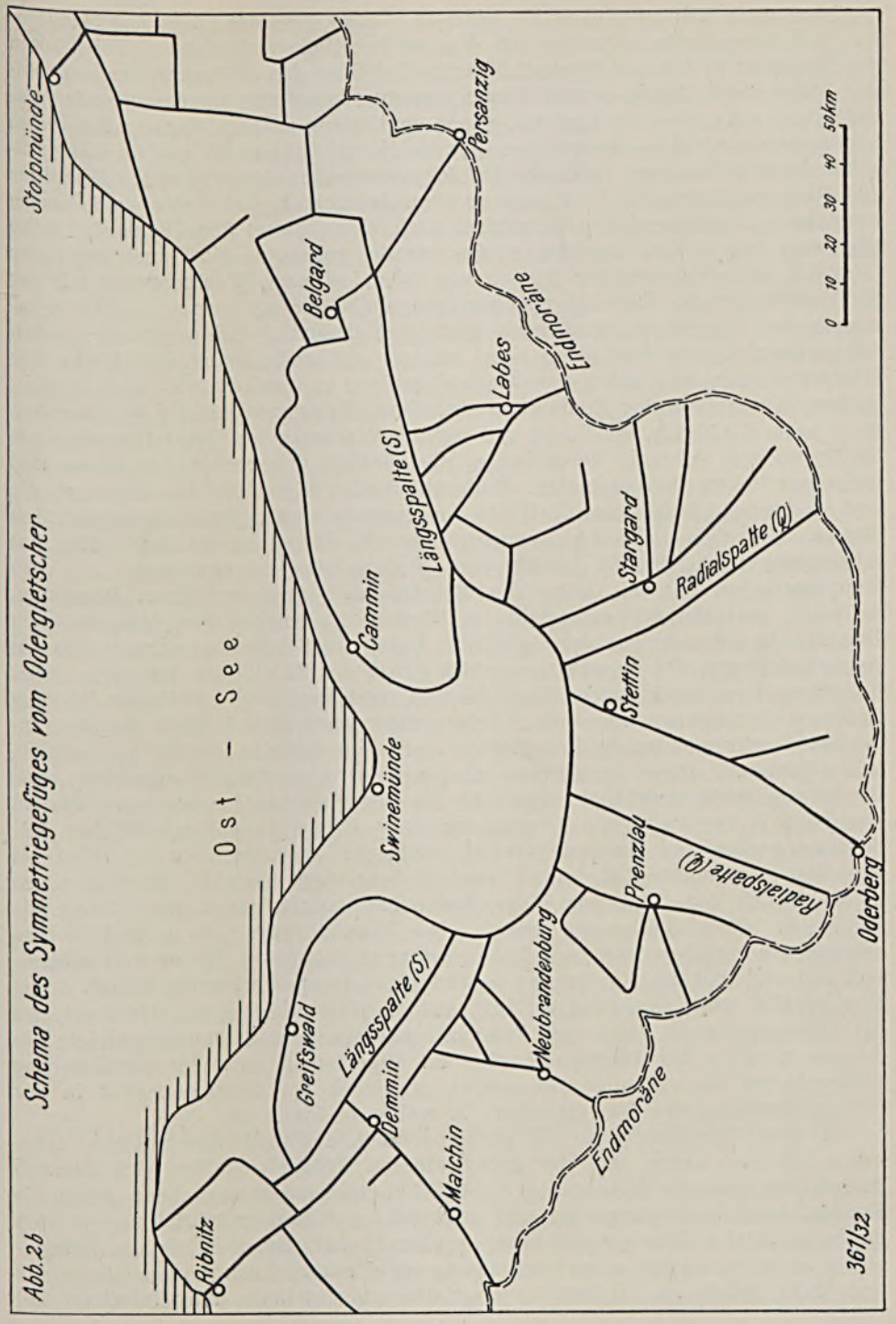


Abb. 2b
Schema des Symmetriegefüges vom Odergletscher
Ost - See
Stolpmünde
Belgard
Persanzig
Endmoräne
Labes
Cammin
Längsspalte (S)
Stargard
Radialspalte (Q)
Stettin
Swinemünde
Prenzlau
Radialspalte (Q)
Oderberg
Greifswald
Längsspalte (S)
Demmin
Neubrandenburg
Endmoräne
Malchin
Ribnitz
0 10 20 30 40 50km
361/32

zu ihnen nach NW bzw. nach NO hinzieht. Links der Oder ist es das Mecklenburgisch-Pommersche Grenztal mit den nordwestlich verlaufenden Teilstücken der Tollense, Trebel und Recknitz, rechts der Oder das „Pommersche Urstromtal" (KEILHACK, 1898), dessen Eisspaltennatur schon aus seinem oftmals „unnatürlich" geknickten Verlauf und seinen den Talzug unterbrechenden Schwellen hervorgeht. Auf diese eigenartigen Symmetrieverhältnisse im großen Längstalsystem hat SCHNEIDER (1926, S. 45) folgendermaßen hingewiesen: „Wie hier (in Hinterpommern, d. Verf.), im großen betrachtet, die Täler vom Kreise Lauenburg, angefangen von Ostnordost nach Westsüdwest über Belgard, Plathe bis Pölitz bei Stettin, der Eisrandlage parallel gehen, so läuft auch links der Oder die Hauptrichtung der Rinnen von Ostsüdost nach Westnordwest mit der Endmoräne gleich. Sie sind wie ein Spiegelbild der ersteren; ..." Die Symmetrie des Eisgefüges wird noch gesteigert dadurch, daß von dem großen Längstalzug Querrinnen mehr oder weniger senkrecht nach SW (links der Oder) und nach SO (rechts der Oder) abzweigen und auf die vor- oder zurückspringenden Stellen der Endmoräne zustreben. In entsprechender Weise gehen auch nach NO (links der Oder) und nach NW (rechts der Oder) Quertäler ab. Sie vereinigen sich mit Nebenrinnen, die nördlich des großen Längstales und meist parallel zu ihm verlaufen. Dadurch werden Plateaustücke umgrenzt, die sich rechts und links vom Haff bis zu einem gewissen Grade spiegelbildlich ähneln. Zuweilen geht die Symmetrie bis in Einzelheiten. Auch dies hat SCHNEIDER (1926, S. 46) bereits vom großen Längstal erwähnt: „. . ., dem Hauptausläufer, der im Osten von Belgard nach Gramenz (bzw. Persanzig, d. Verf.) gerichtet ist, entspricht im Westen ein solcher von Malchin nach Demmin, und die dreizackige Gabel mit Labes im Scheitel wiederholt sich bei Neubrandenburg. Im einzelnen mag das gewiß ein Zufall sein, im ganzen aber hat diese Symmetrie sicher ihren Grund, und wenn der Verfasser in dem Zickzack der hinterpommerschen Urstromtäler stets den Einfluß der das Inlandeis durchziehenden Spalten sieht, so gilt ihm dasselbe für die vorpommerschen Rinnen". Diese Verhältnisse sind auf der Abb. 2 a hervorgehoben. Aus ihr ist weiterhin ersichtlich, daß auch im Odergletscher im engeren Sinne in ähnlicher Weise Fälle von Dreiteilung einer Rinne, in spiegelbildlicher Anordnung rechts und links der Oder, vorliegen. Wie westlich der Oder bei Prenzlau von einer Radialrinne zwei Nebenrinnen nach W abzweigen, so gehen östlich der Oder von einer Radialrinne zwei Rinnen nach Osten ab. Es ist in beiden Fällen so, als ob eine Hauptstörung sich in drei Nebenstörungen zerschlägt oder zwei Nebenstörungen entsendet. Wenn man schließlich bedenkt, daß die Nordgrenze der kuppigen Grundmoränenlandschaft ungefähr parallel der Endmoräne verläuft, daß die Talsandterrassen, wie überhaupt die Täler, sowie die Oser und Endmoränenstücke oder endmoränenartige Bildungen nördlich der Hauptendmoräne im allgemeinen entweder parallel oder senkrecht zu ihr verlaufen, so erhellt, wie hoch der Symmetriegrad in der Gefügeanordnung des Odergletschers in weiterem Sinne ist.

In enger Anlehnung an die gefügekundlichen Forschungsergebnisse SANDER's läßt sich sagen, daß das nachgewiesene Symmetriegefüge sich dadurch auszeichnet, daß die B-Achse (= b) den Faltenachsen entsprechend durch die Endmoränenlinie angezeigt ist und senkrecht zur Bewegungsrichtung a liegt und daß in der Bewegungsrichtung senkrecht auf der B-Achse die Spiegelebene ac steht, so daß oben und unten, vorn und rückwärts ungleich, rechts und links gleich ist. Dieses ist aber das „allgemeinste und einfachste Be-

wegungsbild", das stets bei „tangental transportierten Gebilden im Schwerefeld der Erde entsteht, seien sie Luft, Wasser, Gestein oder lebende Massen, ..." Das symmetrische Eisgefüge entspricht somit demjenigen der B-Tektonite, der Ergebnisse tektonischer Tangentaltransporte, wobei dahingestellt sei, ob die Gefügebildung im Eise endogen oder exogen bedingt war. Jedenfalls handelt es sich um eine mechanische, regelnde Gesteinsumformung durch eine von außen wirkende gerichtete Kraft (Vectorensymmetrie). Diese kann schon beim Eisvorstoß geherrscht haben, so daß das Gefüge für die Bewegungsbahnen des Eises Anhaltspunkte liefern würde. Sie kann aber auch unter vollständiger Umprägung des beim Vorrücken entstandenen Gefüges erst in der Endphase auf das Eis eingewirkt haben. Daß das Eis nach der Bildung des Gefüges, das zur Fossilisation kam, keine Vorwärtsbewegung mehr ausgeführt hat, das beweist die Erhaltung des Gefüges, besonders seiner senkrecht zur Bewegungsrichtung liegenden Elemente. Es ist also möglich, daß der gefügebildende Vorgang auch die Ursache für die Toteisbildung war und das uns erhaltene Gefüge dann von der normalen Lebensstruktur des Eises völlig abweicht. Für diese Möglichkeit spricht die Tatsache, daß das Eis in seinem Endstadium nur noch eine mehr passive Rolle gespielt haben kann, da es meist in breiten Toteisgürteln nach seinem — z. T. wohl latenten — Druckgefüge zerfiel. Jedenfalls hat die Gefügeanalyse des Odergletschers einen Beanspruchungsplan von erstaunlicher Reichweite ergeben, so daß geschlossen werden muß, daß das Gefüge bei einem Gestaltungsvorgang, der freilich aus einer Reihe Einzelphasen sich zusammensetzen kann, entstanden ist. Somit werden nicht nur die Stauchungsnatur der Endmoränen und die Spaltennatur der Rinnen und Oser bestätigt, sondern es wird auch ihre Anordnung nach den Gesetzen der Gefügekunde und damit zumindest — was die Kinematik anlangt — der Tektonik nachgewiesen, und zwar über große Gebiete, wie das des Odergletschers in weiterem Sinne, nach einem einheitlichen Plane. Hierzu paßt die Beobachtung gut, daß anscheinend „namhafte Störungszonen bzw. Spaltensysteme im Eise von bemerkenswerter Beständigkeit" sind (v. Bülow, 1932). Auch der durch von Bülow gezogenen Folgerung: „Das Zurückweichen des aktiven Eisrandes vollzog sich, etwa rechtwinklig zur Eisbewegung, im großen und ganzen nach Norden; ..." könnte vom gefügekundlichen Standpunkte zugestimmt werden, wenn das Bewegungsgefüge des „aktiven Eises" durch einen Druck von Norden — denn einen solchen zeigt das Symmetriegefüge des Odergletschers an — gänzlich umgeprägt worden wäre. Dafür liegen aber wohl noch keine Anzeichen vor. Auch sollte man meinen, daß die Durchführung des einheitlichen Bauplans rechts und links der Oder durch Komplikationen verhindert worden wäre, wenn — wie v. Bülow meint — das „aktive Eis" nach Norden rechtwinklig zur Eisbewegung und das tote Eis nach Nordwesten zurückgewichen wäre.

6. Glaziale und tektonische Formengebilde im gefügekundlichen Vergleiche

Auf gefügekundlicher Warte — wie sie von Sander verstanden wird —, auf der das Bewegungsbild als Ergebnis der Bewegung und nicht die Bewegungsursache betrachtet wird, drängen sich Vergleiche von Glazialgefügen mit echten tektonischen Gebilden geradezu auf. In der Tektonik unterscheidet Stille den durch Falten, Überschiebungen und Decken ausgezeichneten alpino-

typen Baustil, vertreten durch die Alpenbögen mit ihren Längs- und Quertälern, von dem durch Spalten charakterisierten, germanotypen Baustil des den Alpen vorgelagerten Bruchschollenlandes, in dem durch Quer- (Q) und Längs- (S) Störungen ein rechtwinkliges Spaltengitter mit der meist bevorzugten Q-Richtung senkrecht zum Faltenbogen zur Ausbildung gelangt ist. Beide Baustile sind bei einem tangentalen Druckakt auf alle Fälle zu gleicher Zeit entstanden. Die Übereinstimmung mit den glazialen Erscheinungsformen ist demnach äußerst groß. Den Alpen entsprechen die Endmoränenbögen, die auch ihrerseits oft durch Längs- und Quertäler gegliedert sind und zuweilen einen Aufbau zeigen, der bis ins einzelne alpinotyp ist. Man vergleiche die Profile von der Küste von Rügen (Slater, 1927 a) oder vom Lonstrup-Klint (A. Jessen, 1931). Andererseits zeigt das Hinterland der Endmoräne mit seinem rechtwinkligen, zur Bildung von Hakenkreuzen neigenden Kluftgitter, das ebenfalls meist eine bevorzugte Q-Richtung senkrecht zum Faltenbogen aufweist, starke germanotype Anklänge. Die Übereinstimmung der Bewegungsbilder aus der Tektonik und bei Eisdeformationen ist nicht nur äußerlich oder gar als Zufall zu werten, sondern sie hat innere Gründe. Denn auch die verschiedenen Baustile der Glazialformen sind zu gleicher Zeit und durch einen tangentalen Druckakt entstanden. Verschieden sind nur Material und Größenordnung, wenn man — was im Rahmen dieser Betrachtung angebracht ist — von dem Ausmaß und der Wirkungsweise des Drucks, besonders aber von seiner Herkunft, absieht. Als großartigstes Beispiel für Verknüpfung von alpino- und germanotypen Baustil in der Tektonik sei auf Afrika verwiesen, wo zwischen den ostwestlichen Faltungsbögen der Tauriden im N und der Kapiden im S das Gebiet der gewaltigen Nordsüd-Gräben liegt. Nach Krenkel (1923) wäre diese durch besondere Grabenbildung gekennzeichnete Gebirgsbildung als Sonderfall der Orogenese zu betrachten und mit Tafrogenese (ἡ τάφρος = der Graben) zu bezeichnen. Die von ihr geschaffenen Bewegungsbilder gleichen gefügekundlich am meisten denen, die bei Eisumformungen entstanden sind. Die ostafrikanischen Grabenzonen sind schon von Jentzsch (1922, S. 16) mit den westpreußischen Seenrinnen verglichen worden, allerdings in dem von den vorliegenden, gefügekundlichen Ausführungen abweichenden Sinne des direkten tektonischen Vergleichs, als ob auch die Bildung der Rinnenseen endogen tektonisch bedingt wäre. Die Ursache des Drucks spielte jedoch bei unseren Betrachtungen bisher keine Rolle, sie soll erst im nächsten Abschnitt erörtert werden.

7. Die Ursache des gefügebildenden Drucks im Eise

Für die Erklärung der Druckherkunft im Eise gibt es in der Hauptsache drei Möglichkeiten: 1. Firnzufuhr, 2. Gleitung infolge Kippung der Unterlage und 3. tektonisch bedingte Raumverengung. Mit allen drei Fällen muß gerechnet werden.

Zu 1. Firnzufuhr infolge von Schneefällen im Vereisungszentrum kann den Gletschernachschub bewerkstelligen und dieser wiederum kann in den Außenbezirken Druckerscheinungen hervorrufen. Für solche klimatischen Ursachen geben Anhaltspunkte die Tatsache des Übergreifens der polaren Eiskalotten über weite Erdräume, wobei die Eisscheide eine gewisse Unabhängigkeit von den höchsten Gebirgszügen im Vereisungszentrum zeigen kann, und des Zurückschmelzens der Eiskappen. Die Tektonik kann hierbei durch Hebung eine hohe

Lage des Landes und ein Zurückweichen des Meeres herbeigeführt und dadurch die Vereisung begünstigt haben. Eine Senkung würde umgekehrte Folgen zeitigen. Der durch Firnzufuhr erzeugte Druck ist also atektonischer oder wenigstens vorwiegend atektonischer Natur. Mit ihm ist allgemein, besonders bei von größeren Firnmulden ausstrahlenden Talgletschern, zu rechnen.

Zu 2. Gleitung auf kippender Unterlage wäre tektonisch bedingt, aber nur mittelbar, da sie ja auf dem Wege über die in der Oszillationstheorie eine große Rolle spielende Sekundärtektonik (Haarmann, 1931) erfolgt. Die allgemeine Unabhängigkeit der Großtektonik von den Vereisungserscheinungen (Stille, 1924), besonders der Umstand, daß Fennoskandia von jeher seinen Schutt in das südliche Becken transportierte, und das Vorwalten dieser Tendenz der Hebung des fennoskandischen Schildes und der Senkung der norddeutschen Sammelmulde sowohl vor — (nordisches limnisches Pliozän in Norddeutschland) —, während — (Verknüpfung von glazialen Ablagerungen mit marinem Interglazial) — und nach — (postglaziale und alluviale Senkung des deutschen Küstengebiets) — der Eiszeit sprechen für die Theorie, welche die Krustenbewegungen als Ursache der Eisbewegungen und nicht als Wirkung derselben ansieht. Auch muß angenommen werden, daß die durch Eisbelastung und Entlastung verursachten isostatischen Bewegungen infolge der Geringmächtigkeit des Eises gegenüber der Erdkruste (etwa 1 : 30), seines geringen spez. Gewichts (leichter als Wasser) und infolge der tangentialen Druckspannung der Erdkruste nicht ein das endogen tektonische Geschehen überdeckendes Ausmaß erreicht haben können. Wäre die Eisbewegung auf tektonische, vielleicht epirogenetische, Krustenbewegungen zurückführbar, so müßte das Eis, ähnlich wie das Salz oder das Magma, zu den tektonisch mobilen Gesteinen gerechnet werden, und es wäre denkbar, daß eine Volltroggleitung im Sinne Haarmann's zustande gekommen wäre. Die Längsklüfte würden allerdings nicht in seinem Sinne als Abrißzonen, entstanden durch das Fortgleiten der Partie unterhalb dieser Linie des Abreißens und das Zurückbleiben des oberhalb dieser Zone liegenden Eises (derartige Abrißspalten können wohl an den Gefällsbrüchen von Talgletschern entstehen, nicht aber in einem auf weite Flächen ebenen Inlandeis mit Staucherscheinungen), sondern als senkrecht zur Druckrichtung liegende Elemente des Druckgefüges angesehen werden. Weiterhin könnte man sagen, daß die Endmoränen und ihre Hinterlandsgebiete zwar orogene Formen zeigen, aber bei Epirogenese entstanden sind, daß sie also — ins Eistektonische übertragen — die orogene Fazies des epirogenetischen Diluviums, somit synepirogenetische Erscheinungen (Stille, 1924) wären, jedoch entstanden auf dem Wege über die Sekundärtektonik.

Zu 3. Schließlich können auch orogenetische Krustenbewegungen ein vereistes Gebiet erfaßt haben, zumal orogenetische Phasen im Diluvium angenommen werden. In diesem Falle könnte man von einer echten Eistektonik, einer endogen bedingten Raumverengung, sprechen. Aber auch in diesem Falle müßte man eine bis zu einem gewissen Grade vom tieferen Untergrunde losgelöste Sekundärtektonik annehmen, bedingt u. a. durch die hohe Gleitfähigkeit des Eises, seine Einheitlichkeit und Neigung zur Scherflächenbildung sowie durch seine Plastizität bei langsamer und seine Sprödigkeit bei schneller Druckeinwirkung. Ist das Eisgefüge als orogenetische Reaktionsform anzusehen, so könnte es dem tektonischen Gefüge des Untergrunds am meisten entsprechen, die Drucklinienstruktur des mobilen Gletscherkörpers brauchte aber derjenigen des stabileren, tieferen Untergrunds — soweit der Boden gefroren ist, kann er

von der Eistektonik mitergriffen werden — nicht kongruent zu sein. In den Fällen, in denen der Eisdruck epirogenetisch oder atektonisch bedingt ist, können höchstens indirekte Schlüsse auf die Untergrundstektonik gezogen werden. Die Möglichkeit, daß die Untergrundsstruktur sich pausartig durch das Eis bzw. die diluvialen Schichten durchgedrückt hat, besteht nur in Gebieten geringmächtigen Diluviums. Gebiete mächtigeren Diluviums mit einem große Reichweite und frei entwickelte Symmetrieelemente aufweisenden Beanspruchungsplan geben zu erkennen, daß der Eiskörper selbständig, völlig oder bis zu einem gewissen Grade unabhängig von den Untergrundsbewegungen, reagierte. Schlüsse aus den Landschaftszügen des Diluviums auf die Untergrundstektonik können nur gezogen werden, wenn zuvor die Linien des Eisgefüges und dessen Entstehungsursache richtig erkannt sind.

8. Folgerungen

1. Das Gefügebild des diluvialen Inlandeises gibt nicht die Bewegungsbahnen des Eiskörpers bei seiner Vorwärtsbewegung an, sondern das Drucklinienbild in seinem Endstadium.

2. Die Erhaltung des Gefügebildes ist ein Zeichen, daß bewegungsloses Eis, sog. Toteis, abgeschmolzen ist. Der gefügebildende Druckprozeß kann auch die Ursache für das Ersterben der Eisbewegung gewesen sein.

3. Die Altersfrage der einzelnen Strukturelemente innerhalb eines einheitlich gebauten Gebietes ist damit gelöst: Endmoränen, Rinnen und Oser sind im wesentlichen gleichalt. Die senkrecht zum Druck gelegenen S-Elemente sind insofern jünger, als sie erst bei der Druckentlastung zur Ausgestaltung kamen.

4. Das Toteisproblem kann neuartig beurteilt werden:

a) Die Annahme breiter Toteiszonen kann eine Ausgestaltung erfahren derart, daß man für einheitlich gebaute Gebiete (Odergletscher) eine allgemeine Totwerdung, bedingt durch den falten- und spaltenbildenden Druckprozeß, annehmen muß. Herr Abt.-Dir. Wolff meinte bei einer eingehenden Durchsicht des Manuskripts, der ich wertvolle Anregungen verdanke, daß die mehrfachen Endmoränen dieser Vorstellung widersprächen. Dies braucht jedoch nicht zuzutreffen, wenn diese Endmoränen beim Vorrücken des Eises oder gleichzeitig mit der Hauptendmoräne als parallele Nebenwälle im Rückland aufgestaucht sind und wenn sie, sofern sie durch Aufschüttung entstanden sind, nur lokale Bedeutung haben.

b) Die Frage, ob aktives oder totes Eis, oder ob langsamer oder schneller Rückgang vorgelegen hat, ist zuweilen besser durch die Frage zu ersetzen: Lag Druckeis oder druckfreies Eis vor? Bei dieser Fragestellung bieten sich geeignete Vergleiche mit der Tektonik und der Hydromechanik. Das druckgeschützte Gebiet bzw. das „Totwasser" (innerhalb eines fließenden Gewässers) würden bei gefügekundlicher Betrachtung dem Toteis entsprechen.

c) Unter diesem Gesichtswinkel kann untersucht werden, ob die von Gripp (1924) erkannte morphologische Grenze überall die stratigraphische Bedeutung hat, daß sie Alt- und Jungdiluvium trennt, oder ob sie nicht auch fazieller Natur ist, indem sie Eisgebiete verschiedenen Pressungsgrades abtrennt.

5. Das Problem der Rinnen und Sander kann unter neuen Gesichtspunkten betrachtet werden:

a) Die „rückläufige" Entwässerung nach dem ehemaligen Eise hin und die gleichgerichteten lokalen Sander bedürfen bei der Annahme der Entstehung breiter Toteiszonen durch den spaltenbildenden Prozeß keiner besonderen Erklärung.

b) Rinnen mit Geschiebemergelauskleidung sind fossile Spalten eines ruhig abgeschmolzenen Eises. Die Annahme präglazialer Täler wird nur für Sonderfälle bei geringmächtigem Diluvium zutreffen.

c) In den tieferen Untergrund gehende, größere erosive Wirkung nicht anzeigende Rinnen sind als tiefere, durch das Eis in den Frostboden gehende Spalten anzusehen.

d) Die Rinnentiefe ist oft eine Funktion der Intensität des Gestaltungsdrucks. Es gehören dann zu den größten Endmoränen die tiefsten Rinnen.

e) Die Ausbildung des Sanders hingegen hängt vom Eisnachschub und der Abschmelzgeschwindigkeit ab. Daher können kleine Rinnen große Sander haben und große Rinnen ganz ohne Sander sein.

f) Bei den von Woldstedt (1929) beschriebenen und auf artesisch gespanntes Eiswasser zurückgeführten Fällen, in denen die Sohle einer Rinne im Hinterland bis 70 m niedriger liegen kann als die Gipfelhöhe des vorgelagerten Sanders, wäre zu erwägen, ob nicht nach der Sanderaufschüttung eine Vertiefung der zugehörigen Rinne unter das Sanderniveau erfolgt sein kann, dadurch, daß die Rinnenspalte infolge erneuter Druckeinwirkung tiefer aufriß.

g) In entsprechender Weise können die bisher schwer erklärbaren, parallel zur Endmoräne verlaufenden Längstäler und Rinnenkreuze im Sander, deren Erhaltung auf Ausfüllung durch Toteisschollen zurückgeführt wird (Woldstedt, 1929), nach der Sanderaufschüttung infolge Aufreißens von Druckspalten oder Bildung von Stauchungswellen mit der Aufstauchung der Endmoräne entstanden sein. Eine derartige Entstehung hat ja Potonié (1930) für die „Gieser" (Längsrinnen) des Muskauer Endmoränenbogens nachgewiesen, deren Verbreitungsbereich auch weit in den Sander hineingeht. Nach den Schilderungen Gripp's (1927) von Ferndruckwirkungen des Eiskörpers und von der Bildung des „Aufeises" im Sander als einer regelmäßigen und weiträumigen Erscheinung des Winters ist eine Fortleitung eines im Eise herrschenden Drucks in dem durch „Aufeis" und Frostboden versteiften Sander gut vorstellbar.

6. Die Nomenklatur für diluviale, als Ausdruck des Eisgefüges anzusehende Bildungen müßte sich — zumindest soweit es das Bewegungsbild betrifft — mehr an die der Tektonik lehnen. Denn alle Deformationserscheinungen geologischer Körper fallen unter den Begriff der Gefügekunde im Sinne Sander's.

7. Wie durch Cloos (1929) mit einer „granittektonischen Kartierung" eines Gletschers begonnen worden ist, so wäre auch die Anfertigung von Gefügekarten ehemaliger Gletschergebiete erstrebenswert. Die Erkennung des fossilen Gletschergefüges würde wichtige Rückschlüsse auf die Mächtigkeit und die Bewegungen des Eises und auch auf die Ursachen der Bewegungen oder der Gefügebildung gestatten. Wo der Bauplan, der zur Bildung des Eisgefüges geführt hat, erkennbar würde, wäre es möglich, „eistektonische" und echte tektonische Linien im diluvialen Landschaftsbilde zu unterscheiden. Die Gefügekarte wäre also die Vorbedingung für die Erkennung der Untergrundstektonik aus den diluvialen Oberflächenformen.

Damit gewinnen die eisgefügekundlichen Forschungen große Gegenwartsbedeutung, indem sie die zurzeit eifrig betriebenen, geophysikalischen Untersuchungen zur Erforschung des norddeutschen Untergrunds (Ebert, 1932, Reich, 1932) fördern könnten. Diese Förderung würde darin bestehen, daß die Karte des Eisgefüges die Festlegung der geophysikalischen Meßlinien günstig beeinflussen könnte und als Ergänzung der Karten der Schwereanomalien und der magnetischen Anomalien deren Auswertung günstiger gestalten könnte, besonders wenn es sich darum handelt, „Tiefentektonik und Eistektonik auseinander zu halten" (Reich, 1932a). Somit kommen den gefügekundlichen Forschungen, die in diesem Falle dem rezenten und besonders dem fossilen Eisgefüge galten, auch volkswirtschaftliche Bedeutung zu.

9. Schluß

Bei den obigen eistektonischen Ausführungen ist erstrebt worden, eine Übersicht über die diluvialen Erscheinungen zu erlangen, die sich mit der von Gripp mit besonderem Erfolge angewandten glaziologischen — rezentes und fossiles Material vergleichenden — Methode erfassen lassen. Dabei wurden in neuartiger Weise die Ergebnisse tektonischer Forschung verwertet. Daß diese glaziologisch-tektonische Synthese ohne Schwierigkeit versucht werden konnte, ist der — über bisher mehr oder weniger streng abgegrenzte Wissensgebiete hinweggreifenden — Gefügekunde im Sinne Sander's zu danken. Sie schält aus dem zunächst wesensfremd Erscheinenden (Tektonik, Pseudotektonik, Sedimentation u. a.) das Gemeinsame des Bewegungsbildes und seiner Entstehung heraus und ermöglicht dadurch — vereinfachend und ordnend — eine bei dem heutigen — infolge der Stoffanhäufung — unübersichtlichen Stand der Wissenschaft nötige zusammenfassende Betrachtungsweise, welche, den von ihr betroffenen Wissensgebieten zu gegenseitiger Förderung verhelfend, zu neuen grundlegenden Erkenntnissen führen kann.

Angeführte Schriften

von Bülow, K.: Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreis Stolp in Pommern. Stolp, 1930.

—: Randlagen und Rückzug des letzten Eises in Hinterpommern (mit 7 Textabb.). — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 241—251, Berlin 1932.

Cloos, H.: Tektonik und Magma. Untersuchungen zur Geologie der Tiefen. — Abhdl. preuß. geol. L.-A., N. F., **89**, Berlin 1922.

—: Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen. (Mit 7 Textfig. u. Taf. II.) — Geol. Rundschau, **20**, S. 66—76, Berlin 1929.

Cramer, Görz, Isert: Blatt Weißwasser. — Erläut. geol. Karte Preußen, Lief. 266, Berlin 1928.

Dammer, Br.: Über Druckerscheinungen im Geschiebemergel des Staumoränengebiets von Schwiebus. — Sber. preuß. geol. L.-A., **2**, Berlin 1927.

Ebert, A.: Beiträge zur analytischen Tektonik. Mit einem Beispiel aus dem östlichen Deister. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, Abhdl. S. 46—75, Berlin 1923.

—: Magnetische Messungen im südwestlichen Dänemark. — Danmarks geol. Undersog., (2) **53**, Kopenhagen 1932.

Eckert, M.: Das Gottesackerplateau. Ein Karrenfeld im Allgäu. — Wiss. Erg.-Hefte z. Z. deutsch. u. österr. Alpenver, **1** (3), Innsbruck 1902.

Gripp, K.: Eine morphologische Grenze im nordwestdeutschen Flachlande und ihre Bedeutung. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, Mber. S. 128—130, Berlin 1925.

—: Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. naturw. Ver. Hamburg, (2—4) **22**, Hamburg 1929.

Gripp & Todtmann: Die Endmoräne des Green-Bay-Gletschers auf Spitzbergen. Eine Studie zum Verständnis norddeutscher Diluvialgebilde. — Mitt. geogr. Ges., **37**, Hamburg 1925.

Haarmann, E.: Die Oszillationstheorie. Stuttgart 1930.
Jentzsch, A.: Einige Züge in der Oberflächengestaltung Westpreußens. — Z. deutsch. geol. Ges., **42**, S. 613, Berlin 1890.
—: Beiträge zur Seenkunde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **57** u. **73**, Berlin 1913 bzw. 1922.
Jessen, A.: Lonstrup Klint. — Danmarks geolog. Undersog. (2), **49**, Kopenhagen 1931.
Keilhack, K.: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. — Dies. Jb., **19**, Berlin 1898.
von Knebel, W.: Beiträge zur Kenntnis der Überschiebungen am vulkanischen Ries bei Nördlingen. — Z. deutsch. geol. Ges., **54**, S. 56—83, Berlin 1902.
Korn, J.: Der Buk-Moschiner Os und die Landschaftsformen der West-Posener Hochfläche, nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken (Drumlins) und Oser. — Dies. Jb., **34**, S. 181—205, Berlin 1913.
Kraus, E.: Geologischer Führer durch Ostpreußen, Teil I. u. II. Berlin 1924.
Krause, P. G.: Beiträge zur Tektonik Ostpreußens I. — Dies. Jb., **46**, S. 342—359, Berlin 1925.
Krenkel, E.: Die Bruchzonen Ostafrikas. — Geol. Rundschau, **14**, S. 209—232, Berlin 1923.
Lehmann, H.: Die Gesteinsklüfte des östlichen Harzvorlandes. — Jb. hallesch. Verb. Erforsch. mitteldeutsch. Bodensch., **7**, Halle a. S., 1928.
Meyn, L.: Über geborstene und zerspaltene Geschiebe. — Z. deutsch. geol. Ges., **23**, S. 399—411, Berlin 1871.
von zur Mühlen, L.: Über diluviale Täler und sich kreuzende Oser zwischen Labes und Wangerin in Pommern. — Dies. Jb., **49**, S. 587—591, Berlin 1928.
Philipp, H.: Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **43**, S. 439—556, Stuttgart 1920.
—: Neuere Beobachtungen zur Mechanik der Gletscher. — Petermanns Mitt., **74**, Gotha 1928.
Potonié, R.: Über den Muskauer Faltenbogen, seine Oberflächenformen und deren Abhängigkeit von der Beschaffenheit und Tektonik der Braunkohle. — Dies. Jb., **51**, S. 392—416, Berlin 1930.
Reich, H.: Über eine magnetische Anomalie in der Prignitz und ihre Bedeutung für die Geologie des norddeutschen Flachlandes. — Fortschr. Geol. u. Pal., **11** (34), Berlin 1932a.
—: Welche Rolle spielt die Geophysik bei den Erdölbohrungen? — Jb. deutsch. nation. Komitees international. Bohrkongr. 1932, Berlin 1932b.
Richter, K.: Studien über fossile Gletscherstruktur. (Mit 13 Abb.) — Z. Gletscherk., **17**, S. 33—47, Leipzig 1929.
Roethe, O.: Zur Deutung ostdeutscher Braunkohlenfalten. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 493—506, Berlin 1930.
Rüger, L.: Die Untersuchungsergebnisse an Gesteinsdeformationen (Petrotektonik). — Geol. Rundsch., **22**, (2), S. 79—125, Berlin 1931.
Sander, Br.: Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
Scharf, W.: Die geologischen Grundlagen des Küstenschutzes an der deutschen Nordseeküste. — Schr. Ver. Natkde. Unterweser, N. F., **4**, Wesermünde 1929.
Schmierer, Th.: Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligozäns. — Dies. Jb., **31**, S. 105—135, Berlin 1910.
Schneider, O.: Was uns Pommerns Berge erzählen. — In Mon. Schr. Unser Pommerland, (9), **9**, S. 294—306, Stettin 1924.
—: Bericht über die geologische Studienfahrt des Bundes Heimatschutz, Pfingsten 1925. — In Mon. Schr. Unser Pommerland, (7/8), **10**, Stettin 1925.
—: Überblick über den geologischen Bau Pommerns. — In: Das Pommersche Heimatbuch, S. 1—94, Berlin 1926.
Schütze, H.: Drei Ostposener Seengruppen. — In Jentzsch, A.: Beitr. Seenkunde, Teil V. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **73**, Berlin 1913.
Seidl, E.: Kerbwirkung in Technik und Wissenschaft. Kerbwirkung in der Geologie. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, Abh. Nr. 3, Berlin 1925.
Slater, G.: Observations on the Nordenskiöld and neigbowing Glaziers of Spitzbergen, 1921. — J. Geology, **33**, (4), S. 406—446, 1925.

SLATER, G.: Glazial Tectonics as Reflected in Disturbed Drift Deposits. — Proc. geol. Assoc., **37**, S. 392—400, 1926.
—: The Structure of the Disturbed Chalk and Diluvium on the East Coast of the Isle of Rügen (Jasmund District), Germany. — British Assoc., Leeds 1927 [1927 a].
—: The Structure of the disturbed deposits of Moens Klint, Denmark. — Trans. roy. Soc. Edinbourg, **55**, (2), S. 289 u. f., 1927 [1927 b].
STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttgart 1929.
WOLFF, W.: Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Flachlande. — Z. deutsch. geol. Ges., **79**, M. B., S. 342—360, Berlin 1927.
ZIMMERMANN, E. H.: Über neue Beobachtungen an der Trias am Nordfuß des mittl. Thüringer Waldes. — Z. deutsch. geol. Ges., **43**, S. 263—267, 1891.

Druckfertig eingereicht am 27. Juni 1932.

„Imprimatur" erteilt am 24. September 1932.

Die Basaltvulkane des südöstlichen Laacher-See-Gebietes und ihre Lavaströme

Von Wilhelm Ahrens, Berlin

Hierzu Tafel 45 und 7 Textabbildungen

Inhalt

Seite

I. Einleitung 851
II. Geologische Einzelbeschreibung der Vulkane 852
1. Korretsberg—Plaidter Hummerich—Tönchesberg 852
a) Korretsberg 854
b) Plaidter Hummerich 856
c) Tönchesberg 857
2. Wannengruppe 858
a) Vulkanbauten 858
b) Lavastrom 861
3. Karmelenberggruppe 866
a) Vulkanbauten 866
b) Lavaströme 867
4. Birkenkopf; Ausbrüche bei Winningen (Mosel) 872
III. Petrographischer Vergleich der Laven der einzelnen Vorkommen 873
IV. Altersstellung der Ausbrüche. Eruptionsmechanismus 874
V. Zusammenfassung 877
VI. Angeführte Schriften 877

Südöstlich vom Laacher See liegen zwischen Kruft, Saffig, Plaidt, Ochtendung und Bassenheim mehrere große Basaltvulkane, denen sich nach Südosten einige kleinere anschließen.

Die eigentlichen Vulkanbauten sind, da es sich um sehr jugendliche Gebilde (jüngeres Diluvium) handelt, morphologisch stark ausgeprägt. Sie treten jedoch meistens nicht unmittelbar zutage, sondern werden von Löß und vor allem von den jungen alluvialen Trachyttuffen des Laacher Sees weitgehend verhüllt. Die Lößbedeckung ist meistens nicht sehr bedeutend. Nur an besonders günstigen Stellen (Windschatten) wird sie 4—5 m erreichen. Störender ist die Trachyttuffdecke. Sie ist zwar durchschnittlich nur 4—5 m mächtig, aber noch ziemlich geschlossen erhalten, so daß meistens nur die höchsten Kuppen herausragen, von denen der Tuff abgeschwemmt wurde. Die Bedeckung nimmt zwar generell nach Südosten und Osten ab, ist aber auch bei den äußersten Vorkommen fast noch als geschlossen zu bezeichnen. Immerhin treten die morphologischen Verhältnisse mit genügender Klarheit heraus und die Bedeckung ist gering genug, daß zur Gewinnung von Baumaterial zahlreiche Steinbrüche angelegt werden konnten, die einen guten Einblick in den Aufbau dieser Vulkane gestatten.

Wesentlich schwieriger gestaltet sich die Untersuchung der Lavaströme. Sie treten morphologisch nicht hervor, und da sie meistens Talungen und Senken ausfüllen, ist auch die Bedeckung über ihnen häufig besonders mächtig. Es ist daher nicht verwunderlich, daß man von den größeren Strömen, die sich

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

weiter von den Vulkanen entfernen, die Ausbruchsstelle nicht kennt, und daß die Zusammengehörigkeit verschiedener Einzelvorkommen vielfach nicht zu ermitteln ist.

In diesem Gebiet befinden sich einige der bekanntesten Lavaströme des Laacher-See-Gebietes, vor allem der Strom von der Rauschermühle im Nettetal bei Plaidt. Er ist vor allem deswegen so viel in der geologischen Literatur erwähnt worden, weil sich die Nette bis jetzt noch nicht wieder durch ihn hat hindurchsägen können, woraus man auf ein sehr jugendliches Alter des Stromes schloß. Die Ausbruchsstelle und die Zugehörigkeit zu einem der in nächster Nachbarschaft aufgeschlossenen Lavaströme war jedoch so wenig bekannt, wie der Grund, warum sich gerade hier ein so „junger" Lavastrom fand.

Es erschien deshalb angebracht, mit den in den letzten Jahren ausgebildeten erdmagnetischen Methoden der angewandten Geophysik auch diese basaltischen Vulkangebiete zu untersuchen, um die Zusammenhänge der einzelnen Lavavorkommen untereinander und ihre Ausbruchsstellen kennenzulernen. Es handelte sich dabei vor allem um folgende Fragen: das Verhältnis der Lava von der Noldensmühle—Rauschermühle im Nettetal bei Plaidt zu dem Saffiger Lavastrom und dem wahrscheinlich von der „Wannengruppe" (Eiterköpfe, Michelberg) herabgekommenen Strom am Nettetal oberhalb Plaidt einerseits und zu den bei Miesenheim nordöstlich davon bekanntgewordenen Vorkommen andererseits; zweitens Herkunft des Saffiger Lavastromes, und drittens das Verhältnis der vom Hummerich in das Nettetal oberhalb Plaidt geflossenen Lava zu dem von den Wannen herabgekommenen Strom.

Über die Methodik dieser Untersuchungen habe ich mich an anderer Stelle (AHRENS, 1932a) ausführlich geäußert. Gemessen wurde die Vertikalintensität mit der A. SCHMIDT'schen Feldwaage (Nr. 82110 der Askania-Werke in Berlin-Friedenau). Über das magnetische Verhalten der hangenden Trachyttuffe vgl. AHRENS, 1932a, S. 334—335. Die durch diese Deckschichten hervorgerufenen Intensitätsschwankungen sind für unser Untersuchungsgebiet bei der geringen Mächtigkeit der Tuffe gegenüber den hohen, durch die Basalte hervorgerufenen Störungswerten völlig bedeutungslos.

Zur Abrundung der so gewonnenen Ergebnisse dient eine kurze geologische Beschreibung der eigentlichen Vulkanbauten. Gerade diese südöstlichsten Vulkane zeigen mancherlei Erscheinungen, die sonst im Laacher-See-Gebiet nicht in der Art zu beobachten sind, so daß ihnen ein gewisses vulkanologisches Interesse zukommt, besonders da sie im Gegensatz zu anderen Teilen des Vulkangebietes sehr wenig besucht werden und seit den Tagen VON DECHEN's in der geologischen Literatur kaum erwähnt wurden.

Allgemeinere Ergebnisse hinsichtlich des Eruptionsmechanismus sollen einer späteren zusammenfassenden Arbeit vorbehalten bleiben, ebenso gewisse Folgerungen tektonischer Art, die aus dem Verhalten einiger Lavaströme abgeleitet werden können.

II. Geologische Einzelbeschreibung der Vulkane

1. Korretsberg—Plaidter Hummerich—Tönchesberg

Die drei Vulkane, zu denen noch einige kleinere Nebenkegel gehören, sind der jüngeren Hauptterrasse aufgesetzt, deren Höhenlage — aufgeschlossen ist sie nicht — mit etwa 180—190 m anzunehmen ist. Korretsberg und Humme-

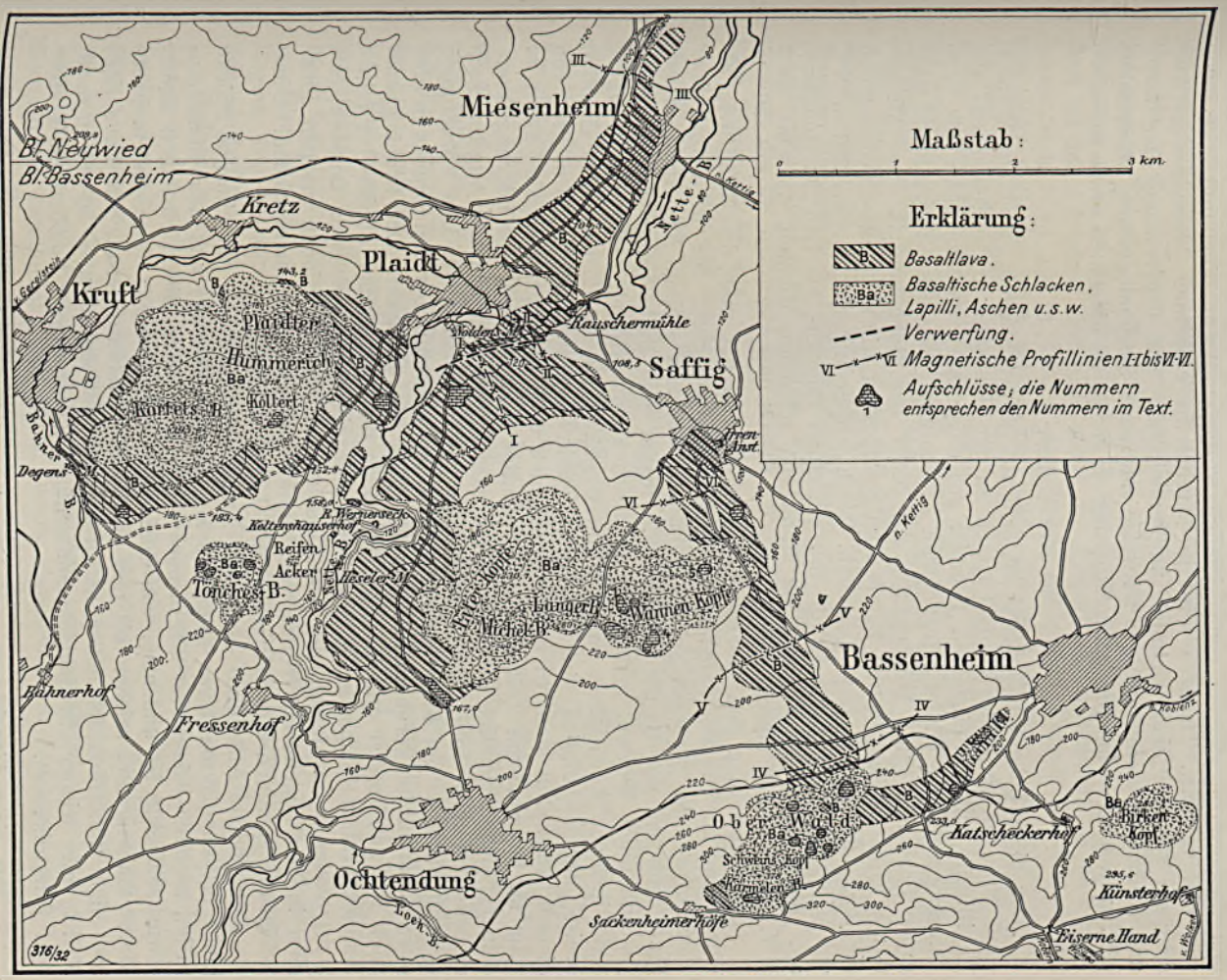


Abb. 1. Karte der Basaltvulkane des südöstlichen Laacher-See-Gebietes

rich liegen am Rand dieser Terrasse gegen jüngere Erosionsstufen, die möglicherweise tektonisch bedingt sind. Die Aschen und vor allem die Lavaergüsse reichen daher zum Teil erheblich tiefer hinab. Die Vulkane sind, vor allem an den flacheren Gehängen, noch ziemlich weitgehend von Bims und z. T. auch von Löß verhüllt. Dadurch wird ihr Aufbau im einzelnen, besonders da Aufschlüsse spärlich sind, ziemlich unübersichtlich. Die Umgrenzung der Lava- und Schlackenmassen erfolgte teilweise nur nach morphologischen Merkmalen, z. T. auch nach erdmagnetischen Messungen; sie ist im einzelnen etwas unsicher.

a) Korretsberg

Der eigentliche Vulkankegel ist schlecht aufgeschlossen. Erst am Waldesrand kurz unterhalb des Gipfels treten an der Westseite grobe Schlacken- und Lapillituffe auf mit einzelnen Bomben aus einer stark porösen Lava, bis ½ m Durchmesser. Am Gipfel selbst fehlen Aufschlüsse; es stehen anscheinend ganz grobe Schlacken- und Bombentuffe an. NNW der Höhe sind in einer kleinen Grube grobe Schlacken und Bomben aufgeschlossen, die z. T. aus einer ziemlich dichten, augitreichen Lava bestehen. Noch weiter unterhalb, etwa 300 m NW des Gipfels, stehen grobe Lapilli mit einzelnen Bomben, bis 1 m Durchmesser, an. Beide Aufschlüsse liegen am Rand von schmalen Rücken, die eine nach NW offene Mulde umschließen.

Betrachtet man den Korretsberg von NO, so hat man den Eindruck, als wäre ihm im Norden eine breite Terrasse vorgelagert. Sie wird von einer Basaltlava- oder -schlackenplatte gebildet. An dem steilen NW-Abfall dieser Stufe zum Tal des Krufter Baches hin liegen eine Reihe guter Aufschlüsse[1]). Im äußersten Westen, genau 800 m westlich vom Gipfel, steht gut gebankte Lava in einer Mächtigkeit von 9 m an. Gegen den Berg hin folgt eine ziemlich breite, augenscheinlich von Basaltlava gebildete Verebnung. 100 m NO von diesem Aufschluß steht in einem Steinbruch 6—8 m nahezu massige Lava an (nur im hangendsten Teil findet sich säulige und plattige Absonderung angedeutet); sie ist ziemlich grob porös und enthält außer zahlreichen Augiten auch einzelne, vielfach rote Glimmertafeln und etwas Hornblende. Das Vorkommen liegt unmittelbar am Ende eines Tälchens, das oberhalb des Steinbruchs in eine etwa 10 m breite Verebnung gegen den Berg hin übergeht. Der Bruch grenzt nach NO unmittelbar an einen Aufschluß, in dem ein grober Lapilli- bis feiner Schlackentuff (Komponenten 5—10 cm) mit einzelnen größeren Bomben (bis 1 m) ansteht. Lavafetzen, die den Eindruck kleiner Intrusionen machen, kommen in den liegendsten Teilen vor. Schichtung ist nicht zu erkennen. Diese Schlacken scheinen das Hangende der Lava zu bilden.

Der nächste Aufschluß — in dem Zwischenstück ragen nur einzelne Blöcke einer oft kompakten Lava (ausgeworfen oder geflossen?) aus den Bimssteintuffen heraus — liegt erst 200 m nordöstlich: 5 m Lava, die in einzelnen Teilen etwas schlackig ist und oben von Schlacken bedeckt wird; diese sind mehrere Meter mächtig und reichen bis fast an die Plateaukante heran. Die Lava liegt hier nicht unbeträchtlich höher, als in der südwestlichen Grube. 50—60 m nordöstlich folgt wieder ein Schlackenaufschluß mit gewaltigen Bomben (z. T. über 1 m Durchmesser).

[1]) Von einer Einzeichnung und Numerierung der Aufschlüsse auf der Abb. 1 wurde abgesehen, um die Karte nicht unübersichtlich werden zu lassen. — Ihre Lage kann nach den hier gemachten Angaben ohne weiteres auf dem Meßtischblatt festgestellt werden.

Ähnlich liegen die Verhältnisse an der Westseite. An der Wegegabelung rd. 300 m NNW der Degensmühle ragt direkt neben dem Bahner Bach Lava in großen Blöcken heraus. Östlich davon, am Abhang des Berges, ist sie in einem alten Steinbruch (Sohle liegt unter dem Straßenniveau) etwa 4 m mächtig aufgeschlossen; sie wird nach oben etwas schlackig. Die Lava reicht hier also bis in die Talsohle, wahrscheinlich sogar noch etwas darunter hinab. Auf der andern Talseite dürfte kein Basalt mehr vorhanden sein. Einzelne Blöcke sind auch noch an anderen Stellen in der Nähe des Bachbettes zu beobachten; doch ist das Anstehen hier nicht mehr mit Sicherheit anzunehmen. Nach Süden finden sich etwa 100 m östlich der Straße zahlreiche Felsen, bis 4 m hoch, aus einer teilweise stark schlackigen Lava, die man an manchen Stellen sogar als fest verschweißte Schlacken mit großen Lavafetzen (also mindestens teilweise ausgeworfen!) auffassen möchte. Betrachtet man aber das Vorkommen als ganzes, so hat man doch den Eindruck, daß es sich im wesentlichen um geflossene Lava mit beim Ausbruch mitgerissenen Schlackenpartieen handelt[2]). Diese Massen ziehen sich bis an die SW-Ecke des Berges, wo in einem alten Steinbruch eine durch und durch schlackige, nur von wenigen kompakten Streifen durchzogene Lava aufgeschlossen ist. Diese Grube liegt in dem steil abfallenden Rand einer breiten, zungenförmig nach SW vorspringenden Verebnung, die bis halbwegs zum Gipfel des Korretsberges reicht (guter Überblick vom Tönchesberg aus).

Der Korretsberg ist also im N und W von einer Lavaplatte umgeben, die an der Westseite bis in das heutige Niveau des Bahner Baches hinabreicht, dessen Bett allerdings bei Ausbruch der alluvialen Trachyttuffe im Atlantikum schon tiefer gelegen haben muß, als heute, da das Tal jetzt teilweise von Traß erfüllt und noch nicht wieder ausgeräumt ist. Näher braucht in diesem Zusammenhang nicht darauf eingegangen zu werden, es sei nur betont, daß die Verhältnisse hier anders liegen, als an der Rauschermühle (s. unten S. 866).

Die Lava ist zweifellos an mehreren Stellen ausgebrochen und hat sich von da aus, z. T. wohl unter Schlacken vordringend und sie aufnehmend bzw. mit sich schiebend, seitlich ausgebreitet. Der größte derartige Strom scheint am SW-Fuß gelegen zu haben. — Es ist bei dieser Sachlage natürlich durchaus denkbar, daß die Lavaplatte, vor allem im Norden, nicht ganz zusammenhängend ist. Die Grenze Lava—Schlacken auf der Karte Abb. 1 soll daher nur einen ungefähren Anhalt geben. Jedenfalls wird die Lava an den meisten Stellen noch von Lockermassen bedeckt.

Eine ähnliche, nicht aufgeschlossene Lavapartie muß am SO-Fuß des Berges liegen. Sie ist durch erdmagnetische Untersuchungen festgestellt und scheint den südöstlich vom Kollert gelegenen Strom zu berühren (s. S. 857).

Bedeckt werden die Schlacken- und Lavamassen zunächst von Löß (Junglöß), in den stellenweise am Nordwestabhang des Berges noch einzelne basaltische Aschen- und gröbere Tufflagen eingeschaltet sind, die Quiring (1930) zum Gegenstand einer besonderen Notiz machte. Diese Tufflagen enthalten im Gegensatz zu den eigentlichen Auswurfsmassen des Korretsberges verhältnismäßig viel fremdes Material, das dem beim Ausbruch durchschlagenen Untergrund entstammt (vor allem Devon, daneben auch Lößkindel und Tonflatschen). Einzelne Auswürflinge erreichen 30 cm Durchmesser.

---

[2]) von Dechen (1864, S. 366) bezeichnet diese Massen als „zusammengesinterte" Schlacken.

b) Plaidter Hummerich

An der Hauptkuppe des Plaidter Hummerich fehlen Aufschlüsse. Der Berg ist zweigipfelig. Zwischen beiden Gipfeln liegt eine kleine, flache, rings geschlossene Wanne, die in dieser Form sicher künstlich angelegt ist. Auf dem Gipfel ragen einige große Schlackenblöcke bzw. Bomben heraus. An den Abhängen liegen meistens Lapilli von 2—5 cm Durchmesser.

Südwestlich vom Gipfel liegt eine kleine Nebenkuppe (Punkt 218,7). In einem kleinen Aufschluß beobachtet man grobe, scharfe, stark poröse Lapilli mit einzelnen kleinen Schlacken (10 cm) und seltenen Bomben. In derselben Richtung folgt eine weitere Kuppe, der Kollert, die an ihrem SW-Fuß durch eine größere Grube aufgeschlossen ist: grobe Schlackentuffe (3—10 cm Durchmesser), außerdem massenhaft große Bomben, bis 1 m Durchmesser, dazwischen Lavafetzen bis 4 m Länge und ½ m Dicke, die sicher z. T. ausgeflossen, nicht ausgeworfen sind; das Hangende bilden feinere Tuffe, feine Lapilli bis Sande. Streichen und Fallen ist, wie schon von DECHEN, 1864, S. 371, angibt, etwa dem Abhang des Berges parallel. — Zum Korretsberg führt eine geschlossene Schlackendecke hinüber.

Am Hummerich fanden an mehreren Stellen Lavaergüsse statt, die z. T. ähnlich wie am Korretsberg nur eben aus den Schlacken herausragen, z. T. aber auch etwas größere Ströme gebildet haben. Bei den schlechten Aufschlüssen und der Unmöglichkeit, derart kleine Vorkommen auf erdmagnetischem Wege von Schlacken zu unterscheiden, ist es durchaus denkbar, daß sich auch noch an anderen Stellen, als auf der Karte Abb. 1 angegeben, kleinere Lavapartien finden.

Ein sehr bezeichnendes Vorkommen dieser Art liegt an der Nordseite am Punkt 143,2. Es ist ein ringsum abgegrenzter kleiner Hügel. An der Nordseite finden sich zahlreiche größere Lavablöcke. Es handelt sich zweifellos um einen kleinen, unter den Schlacken vorgestoßenen seitlichen Ausbruch. — Ähnliche kleine Lavapartien scheinen auch weiter nach Westen in dem nach NW an den Hummerich anschließenden Vorsprung in den Schlacken aufzutreten.

Ein ausgedehnteres Lavavorkommen liegt an der Ostseite des Berges. Es ist an verschiedenen Stellen, wenn auch nur schlecht, aufgeschlossen. Mit ihm wird wahrscheinlich die Lava, die mehrfach an der linken Netteseite südwestlich Plaidt aufgeschlossen ist, direkt in Verbindung stehen. In dem Zwischengebiet fehlen allerdings die Aufschlüsse, auch ist es nicht möglich, durch erdmagnetische Messungen die Zusammenhänge klarzustellen, da die negativen Randstörungen der außerordentlich stark magnetisierten Schlackenmasse des Hummerich alles andere in der Nähe des Berges überdecken.

Zuerst tritt die Lava rund 700 m OSO des östlichen Gipfels, westlich der Kapelle, in rund 120 m über NN (große Lavablöcke unter Bims) auf. Etwa 100 m östlich davon ist sie anstehend unter Bims aufgeschlossen, Oberkante in rund 110 m. Ein Zusammenhang mit dem Vorkommen westlich der Kapelle und mit der Lava am Ostabhang des Hummerich ist sicher, wenn sich auch erdmagnetisch nur negative Störungen feststellen ließen.

An dem unteren Parallelweg zur Nette liegt etwa 200 m nördlich der Hagsmühle ein großer Steinbruch, in dem der ganze Lavastrom bis auf sein Liegendes erschlossen ist. Der Strom ist rd. 18 m mächtig; er ist in der unteren Hälfte unregelmäßig gebankt und auch quer dazu geklüftet, im oberen Teil in plumpe Pfeiler oder Säulen abgesondert. Die Oberkante, von einer

Schlackenrinde gebildet, liegt nicht gleichmäßig hoch; es sind mehrfach tiefe Muldungen zu beobachten. Auch die Schlacken sind nicht gleichmäßig mächtig, manchmal greifen sie in Schläuchen oder Säcken 6—8 m oder mehr in die kompakte Lava hinein. Das Liegende bildet ein gut verfestigter Basalttuff; er ist noch 1,5 m aufgeschlossen und enthält in seinen liegendsten Teilen Gerölle und Devonbruchstücke bis 5 cm Durchmesser. Seine Mächtigkeit und Herkunft ist unbekannt, wahrscheinlich dürfte er einem der umliegenden Vulkane, etwa dem Hummerich, entstammen. Die Oberkante des Tuffes ist eben; sie fällt im ganzen nach O bzw. SO ein, wo die Lava bis in größere Tiefe, bis in das Grundwasser des Nettetals, hinabreicht.

Auch auf der gegenüberliegenden Talseite steht Basaltlava an, die in einem großen Steinbruch südlich Plaidt an der Straße nach Ochtendung aufgeschlossen ist; sie gehört zu einem von der Wannengruppe herabgekommenen Strom. Bei der genau entsprechenden Lage zu beiden Seiten eines jüngeren Erosionstales, kaum 500 m voneinander getrennt, könnte man natürlich daran denken, daß beide Vorkommen ursprünglich zusammengehangen haben[3]). Die Zugehörigkeit der Lava südlich Plaidt zu dem Wannenstrom ist jedoch sicher (s. unten S. 862), und die Herleitung der Lava nördlich der Hagsmühle von Hummerich zum mindesten sehr wahrscheinlich. Die beiden auch annähernd altersgleichen Lavaströme (näheres s. unten S. 875) haben sich also ursprünglich in diesem Talabschnitt innerhalb des jetzigen Nettetals berührt, während weiter oberhalb, südlich der Hagsmühle, Teile des Wannenstromes auch auf der linken (westlichen) Netteseite liegen, wie weiter unten (S. 862) noch ausgeführt wird.

Nach Westen ist die in dem Steinbruch nördlich der Hagsmühle aufgeschlossene Lava bis über den Weg von Plaidt zum Tönchesberg zu verfolgen. Dann treten wieder die negativen Randstörungen des Hummerich auf. Es scheint jedoch sicher zu sein, daß es sich um einen Lavalobus handelt, der nach NW mit dem Hummerich in Verbindung steht. Von dem nördlichen Vorkommen dürfte er im Osten durch eine Einbuchtung getrennt sein (s. Karte Abb. 1).

500 m südwestlich des Steinbruchs steht NO Punkt 152,8 neben dem Wege Plaidt—Tönchesberg wieder Basaltlava an. Es handelt sich um große Blöcke einer ziemlich dichten und porenarmen, oberflächlich oft schlackigen Lava. Ein Zusammenhang mit dem weiter unten, südöstlich gelegenen Vorkommen ist unwahrscheinlich; zwischen beiden treten nur stark negative Werte der erdmagnetischen Intensität auf. Dagegen läßt sich dieses Vorkommen nach W und N verfolgen; es scheint mit dem Kollert in unmittelbarer Verbindung zu stehen und lehnt sich an den südöstlichen Vorsprung des Korretsberges an, von dem es anscheinend nur durch die kleine, nach Süden offene Mulde getrennt ist. Die Grenzen sind hier natürlich recht unsicher. — Zweifelhaft ist es auch, ob dieses Vorkommen tatsächlich von dem Lavalobus nördlich der Hagsmühle völlig getrennt ist.

c) Tönchesberg

Der Tönchesberg besteht aus mehreren Kuppen, die einer Anzahl kleinerer, ± selbständiger Eruptionen ihre Entstehung verdanken.

Die nordwestliche Kuppe ist schlecht aufgeschlossen. Sie besteht aus groben Lapilli und Schlacken mit großen, flachen Bomben und einzelnen Lavafetzen. Das Fallen der Schichten ist im W und SW nach W bzw. S, also dem Abhang

[3]) Jetzt sind sie auf jeden Fall getrennt, da sich im Nettealluvium nur negative Störungen der erdmagnetischen Intensität fanden.

parallel. — Auch der kleine Aufschluß an der Nordseite des Hauptgipfels ist ziemlich verfallen. Das Material ist im ganzen etwas feiner (2--6 cm) und die großen Bomben sind vor allem in den unteren Teilen seltener. In den leidlich verschweißten Massen ist Schichtung nicht zu erkennen.

Gut aufgeschlossen ist der Nordostfuß des Berges (12—15 m tief). Die ziemlich groben Schlacken sind ± verschweißt und enthalten zahlreiche, meist flache Bomben, bis 1 m Durchmesser. Auch eigentliche Lavafetzen kommen vor. Während diese Massen im ganzen wieder dem Abhang parallel einfallen, ist an der dem Berg zugewandten Grubenwand das Umgekehrte, ein Einfallen in den Berg hinein, zu beobachten. Der Fallwinkel ist oben am größten und nimmt nach unten zu allmählich ab (30°—10°). Übersieht man jedoch die morphologischen Verhältnisse genauer, so muß man feststellen, daß an der Stelle, wo das bergwärts gerichtete Fallen am typischsten ausgeprägt ist, eine kleine, sekundäre Kuppe liegt, die möglicherweise einem selbständigen Nebenausbruch entspricht. Auch von DECHEN (1864, S. 372) spricht von einem Einfallen gegen den Berg bei einer Felsreihe an dem Abhang des Berges „nach der Nette hin". Er erwähnt hier außer devonischen Einschlüssen auch solche von rotgebranntem Ton, ein Beweis, daß unter der Hauptterrasse zunächst das Untermiozän ansteht.

Auf der anderen Seite des Weges, rd. 700 m ONO vom Gipfel des Tönchesberges (= P. 244,6) tritt abermals ein kleiner, flacher Schlackenhügel (feine Schlacken und grobe Lapilli) auf einer Fläche von rd. 75 m Durchmesser aus der dichten Bimssteinbedeckung heraus. Es ist der bei von OEYNHAUSEN (1847, S. 29) so bezeichnete „Reifenacker". Ob es sich um einen selbständigen Ausbruch handelt, kann bei dem Fehlen von Aufschlüssen und der wenig ausgeprägten Morphologie nicht entschieden werden.

Ein Lavastrom ist vom Tönchesberg und seinen Nebenkuppen nicht ausgegangen. Die Auswurfsmassen liegen sämtlich auf der Höhe der Hauptterrasse.

2. Wannengruppe

a) Vulkanbauten

Unter diesem Namen sollen die kleinen Vulkane zusammengefaßt werden, die zwischen der Straße Plaidt—Ochtendung und dem alten Weg Saffig—Eiserne Hand—Kobern liegen. Es handelt sich um zahlreiche kleine Kuppen, die mindestens 12—15 selbständigen, kleinen Ausbrüchen ihre Entstehung verdanken. Die Art ihres Auftretens ist durch den Namen „Eiterköpfe" für die beiden westlichsten Kuppen gut gekennzeichnet. — Die Vulkane sind der Hauptterrasse aufgesetzt, die bei etwa 190 m liegt. Ihre Gerölle treten vereinzelt als Auswürflinge auf. Die Kegel werden bis auf die Gipfel von Löß und Bimsstein verhüllt.

Am besten aufgeschlossen sind die eigentlichen Wannenköpfe, also der östlich des Weges Ochtendung—Saffig gelegene Teil. — In der vom Wege Saffig—Ochtendung aus zugänglichen nördlichen Grube des westlichsten Hügels, auf dem im S der Punkt 267,8 liegt (Aufschluß 1 der Karte Abb. 1), sind am Eingang deutlich nach N, also dem Abhang parallel fallende Schlacken- und Lapillituffe aufgeschlossen. Durch einen Stollen gelangt man in den südlichen Teil des Bruches, der bis auf die Südseite des Hügels reicht. Das Streichen der Schichten ist hier schwer zu erkennen; sie scheinen sehr flach zu liegen und im N nach N, im S dagegen stellenweise nach O bzw. SO einzufallen. Das Material ist verhältnismäßig fein und vielfach leidlich verschweißt. Doch

treten auch größere, z. T. schön gedrehte Bomben sowie Lavafetzen auf. An der Nordseite der südlichen Grube steckt mitten in den Lockermassen ein Lavaklotz von rund 12 m Länge und 4—5 m Dicke (s. Fig. 1 auf Taf. 45). Das Gestein wird nach oben schlackiger und geht sozusagen in die Lockermassen über.

In einer rd. 100 m östlich gelegenen Grube (Aufschluß 2 der Karte Abb. 1) fallen die vor allem in den unteren Teilen von zahlreichen Lavafetzen durchsetzten Schlacken- und Lapillimassen ausgeprägt nach SO, also wieder dem Abhang parallel, ein. Sie werden von einem etwa N—S streichenden, 1,0 bis 1,20 m mächtigen „Lavagang" durchbrochen, der mit rd. 70° nach W einfällt (s. Fig. 2 auf Taf. 45). Im Hangenden ist eine Schichtung der Lockermassen nicht zu erkennen. Die Lava ist ziemlich kompakt und enthält Einschlüsse von „Quarz-Feldspatgesteinen", durch das Magma stark veränderten Einschlüssen kristalliner Schiefer des tieferen Untergrundes; nach den Salbändern wird sie schlackig. Aus der Art ihres Auftretens folgt, daß sie in flüssigem Zustand in die Schlackenmassen nachträglich eingedrungen sein muß.

Sehr schön sieht man das periklinale Streichen in dem großen Bruch (Aufschluß 3 der Karte) an der Südseite der Kuppe 267,8, gleich östlich des Weges Ochtendung—Saffig. Im Westen fallen die Schlackenmassen nach SW und biegen dann bereits vor der Längsachse des Hügels in die südöstliche und schließlich in fast östliche Richtung um. In den untersten Teilen sind die Schlacken am reichsten an flachen Lavafetzen; dann folgt eine im ganzen etwas feinere Schicht mit selteneren Lavaflatschen und schließlich wieder gröbere Massen. Sie enthalten stellenweise reichlich große Bomben (10—50 cm; oft recht flach: 1 m lang bei 0,30 m Dicke), zwischen denen sich oftmals, z. B. am Westausgang der Grube, fast kein feines Material befindet. — Das Hangendste bilden an manchen Stellen feine Lapillituffe, die gegen ihr Liegendes scharf abgesetzt sind. Manchmal liegen sie in kleinen Einmuldungen und fehlen gelegentlich ganz. Ihre Lagerungsform zeigt, daß sie einem jüngeren Ausbruch entstammen müssen. — Die Lavafetzen sind im Innern meistens stark porös, oft wabenartig, während die äußere Rinde fast dicht ist. — Im Westen der Grube liegt etwa im Niveau der Straße eine 10 m lange und 1 m dicke, unregelmäßige rote Einlagerung, wahrscheinlich gebrannter und infiltrierter Löß. Eine Untersuchung des Materials steht noch aus (schon erwähnt bei Follmann, 1912).

Etwa 300 m OSO liegt an der Südseite der südlichsten Kuppe ein größerer Aufschluß (4 der Karte Abb. 1), in dessen nördlichstem Teil ein kräftiges Einfallen der Schichten (30—35°) nach S bis SW, also dem Abhang parallel, zu beobachten ist. Es handelt sich demnach auch hier um einen selbständigen Ausbruch. — Im Südteil dieser Grube ist eine reichlich 10 m dicke Lavaplatte aufgeschlossen, in deren Liegendem in einer kleinen künstlichen Höhlung noch wieder 2—2½ m Schlacken zu beobachten sind. Die Lava ist in ihren unteren Teilen ziemlich kompakt, wird aber in den oberen 3—4 m schlackig. Sie enthält zahlreiche kleine Augite und nicht selten große rotbraune Glimmer und ist in dicke Pfeiler unregelmäßig zerklüftet. Nach dem Hangenden folgen — allerdings ist die Überlagerung nicht unmittelbar zu beobachten — sehr grobe Schlackentuffe, die im äußersten, nördlichsten Teil der Grube gut aufgeschlossen sind. Sie werden von gewaltigen Lavafetzen (5—6 m lang und über 1 m dick) durchzogen, zu denen sich Bomben bis 1 m Durchmesser gesellen. Die oftmals nur in geringer Menge zwischengeschalteten Schlacken sind teilweise typisch

gedrehte Wurfschlacken und vielfach fest verschweißt. Das Gestein der Lavafetzen ist oft recht kompakt und dem der großen Lavamasse im Liegenden ähnlich.

Die Entstehung dieser Massen ist nicht so einfach zu erklären, wie in dem Hügel nördlich P. 267,8, weil der Aufschluß zu schmal ist. — Die große Lavamasse könnte zutage ausgeflossen und sofort von weiteren Auswurfsmassen wieder bedeckt worden sein, wenn auch vielleicht eine Intrusion in vorher vorhandene Schlacken wahrscheinlicher ist. Die Schichten im Hangenden sind jedenfalls im wesentlichen ausgeworfen; denn gedrehte Wurfschlacken sind nicht selten. Trotzdem könnten die großen Lavafetzen natürlich auch Miniaturlavaströme darstellen[4]).

Im Nordosten reichen diese Schlackenkuppen an zwei Stellen über den Weg Saffig—Eiserne Hand hinaus. — Der nördlichere Hügel ist morphologisch stark ausgeprägt, während der südliche flacher ist; doch tritt er in der Natur wesentlich schärfer heraus, als im Kartenbild. — In der Nähe des Gipfels der nördlichen Kuppe liegt ein kleiner Aufschluß (5 der Karte) in relativ feinen Schlackentuffen; Lavafetzen sind selten; Bomben gehen kaum über ½ m Durchmesser hinaus. Schichtung ist nur schwach ausgeprägt; Fallen ist dem Abhang parallel gerichtet. — In der rd. 150 m westlich gelegenen Grube steht ebenfalls relativ feines Material an. Der allerdings nur schwach ausgeprägten Schichtung und den morphologischen Verhältnissen nach gehören diese Auswurfsmassen schon zu dem westlich anschließenden Eruptionskegel. — „Quarz-Feldspatgesteine" als Einschlüsse sind selten.

Der westlich der Straße Saffig—Ochtendung gelegene Teil der Vulkangruppe — Langer Berg, Michelberg, Eiterköpfe und einige auf dem Meßtischblatt nicht bezeichnete Kuppen — ist wesentlich schlechter aufgeschlossen.

Der südliche Eiterkopf wird von fest verschweißten Schlacken und Lapilli aufgebaut, wobei das grobe Material — über 20—30 cm Durchmesser — überwiegt. Einzelne Bomben überschreiten 1 m Durchmesser; sie sind vielfach nur schwach porös. Lavafetzen treten nicht sehr hervor, da die Auswurfsmassen in ihrer Gesamtheit stark verschweißt sind. In der Lava bzw. den Bomben sind große Glimmertafeln häufig, auch Augit tritt nicht selten bis 1 cm Kantenlänge auf. „Quarz-Feldspat"-Einschlüsse scheinen völlig zu fehlen. Schichtung ist nicht klar zu erkennen. — In den Schlacken des südlichen Eiterkopfes traten in einer Fumarolenspalte die schönen Eisenglanzkristalle auf, die vom RATH (1866) beschrieb.

In der Grube im nördlichen Eiterkopf überwiegt feineres Material, das auch hier stark verschweißt ist. Lavafetzen von ½—1 m Länge und einer Dicke von 10—15 cm treten auf. Dadurch wird wieder eine gewisse Schichtung angedeutet, die an der Nordwestseite der Grube mit rd. 35° nach NW einfällt (dem Abhang parallel). Das Fallen folgt auch weiterhin stellenweise der Form der Kuppe, doch ist es nicht überall in der Grube feststellbar, weil die Schichtung zu undeutlich ist. Kleine „Quarz-Feldspatgesteins"-Einschlüsse treten wieder auf. Biotit ist oft in Nestern angereichert, geht aber selten über ½ cm hinaus, ebenso der nicht seltene Einsprenglingsaugit. — Ähnlich wie in

[4]) In diesem Hügel lag anscheinend der von v. DECHEN (1864, S. 401/02) beschriebene Aufschluß „am Fuß des Kl. Wannen". Er erwähnt in den liegendsten Schichten in „einem losen Haufwerk von Schlackenstücken und vulkanischem Sand" zahlreiche Gerölle von weißem Quarz.

der großen Grube an der Südseite der Wannenköpfe (südlich P. 267,8) tritt auch hier im Hangenden, durch eine deutliche Diskordanz abgesetzt, eine Schicht von feinen, unverfestigten Lapilli auf (20—60 cm mächtig), die nicht unmittelbar zu den Auswurfsmassen dieses Schlackenhügels gehört, sondern einem jüngeren Ausbruch entstammen muß; sie dürfte im Alter zu den im hangenden Löß in dem Steinbruch nördlich P. 167, nördlich Ochtendung, eingeschalteten Tuffen gehören.

b) Lavastrom

Ein großer Lavastrom umgibt die Wannengruppe im Westen und im Norden. Da er vielfach zutage ausgeht, ist sein Verlauf in großen Zügen bekannt. Unbekannt ist dagegen sein Verhältnis zu den Lavavorkommen im Nettetal bei Plaidt und dem bei Saffig. Auch hier haben erdmagnetische Untersuchungen zu einer weitgehenden Klärung geführt.

Die Ausbruchstellen des Stromes sind nicht bekannt. Eine liegt zweifellos am Südwestfuß des Michelsberges; es ist aber durchaus möglich, daß noch weitere an der Südwestseite der Eiterköpfe hinzukommen. Denn es ist anzunehmen, daß es sich zunächst um mehrere Teilströme gehandelt hat. Die Lava floß nach Westen ab und bedeckte hier zunächst eine ältere Mittelterrassenebene der Nette, die heute rd. 150—160 m über NN und 40 m über der Nette liegt.

Rund 1 km nördlich Ochtendung ist die Lava (nördlich P. 167 des Meßtischblattes) in mehreren zusammenhängenden Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Es sind plumpe Pfeiler einer ziemlich harten, stark porösen Lava mit nicht seltenen Einschlüssen von „Quarz-Feldspatgesteinen". Die hangenden Schlacken reichen oft tief, sackförmig in die Lava hinein. Am Südosteingang der Grube werden sie ihrerseits von feinem Lapillituff bedeckt. Auch in dem hangenden Löß treten noch basaltische Auswurfsmassen in Form feingeschichteter Tuffe auf (s. auch Zimmermann, 1930). Die Unterkante des Stromes wird hier bei etwa 160 m über NN liegen. 1 km westlich P. 167 liegt sie in einer alten Grube in etwa 135 m, steigt dann aber stromabwärts wieder an, so daß es sich hier nur um eine örtlich begrenzte Talausfüllung handelt. Derartige kleinere Unregelmäßigkeiten sind weiterhin noch gelegentlich zu beobachten, wenn auch nicht mehr so ausgeprägt. Da der westliche Talrand der Nette in diesem Talabschnitt wesentlich höher, und zwar ausschließlich im Devon liegt, kann der Bach damals nicht weiter nach Westen zu gelegen haben; die ganze damalige Talebene wurde also vollkommen von der Lava bedeckt.

Was die östlich der Straße gelegenen Schlackenhügel nördlich des Steinbruchs darstellen, ist nicht ganz sicher festzustellen. Wahrscheinlich handelt es sich um selbständige Ausbrüche und nicht um Spratzkegel auf dem Lavastrom oder um mitgerissene Schlackenschollen. von Dechen (1864, S. 408) erwähnt auch westlich der Straße noch zwei Schlackenkuppen, die sich den Lavafelsen an der Nette bis auf 220—230 m nähern. Ihre Lage ist jetzt nicht mehr genau festzustellen, so daß es auch zweifelhaft bleiben muß, als was diese Kegel aufzufassen sind.

Weiter abwärts liegen gute Aufschlüsse wieder am Nettetal unterhalb der Heselermühle bis nordöstlich von der Ruine Wernerseck. Hier tritt wieder die poröse, ziemlich harte Lava auf, die im ganzen einschlußarm ist, wenn auch „Quarz-Feldspatgesteine" durchaus nicht fehlen. Der Lavastrom nimmt auch hier noch etwa das obere Drittel des Abhanges ein (sehr schön

von Wernerseck aus zu übersehen). Das Liegende wird von Hunsrückschiefer gebildet. Nördlich des Vorsprunges, auf dem die Ruine liegt, treten auch auf der linken (westlichen) Netteseite Reste der Lava auf. Sicher gehört das Vorkommen gleich nördlich P. 158 hierher, wahrscheinlich aber auch das nördlich anschließende, 300—400 m O P. 152,8. Jedenfalls ist es vollkommen getrennt von der in der Nähe dieses Punktes auftretenden, von Westen her gekommenen Lava des Hummerich. VON DECHEN (1864, S. 371) stellt diese Vorkommen allerdings zu dem Strom des Hummerich.

Weiter abwärts werden die Ufer flacher; Aufschlüsse fehlen zunächst. Erst rd. 1 km südlich Plaidt liegen östlich der Straße große Steinbrüche in einer Basaltlava, deren Zusammenhang mit den weiter oberhalb gelegenen Vorkommen sicher ist, so daß von einer erdmagnetischen Nachprüfung abgesehen werden konnte. Die Lava wird außer von den Trachyttuffen von 3½ m mächtigem Löß bedeckt, der im untersten Meter ein feines basaltisches Aschenband von 5—10 cm Stärke enthält. Darunter folgt die Lava, 15—18 m mächtig, mit einer wechselnd starken Schlackendecke. Sie ist meist grob porös und in plumpe Pfeiler gegliedert. Gelegentlich ist die Lava ganz klein und unregelmäßig abgesondert, und zwar überall da, wo in der Nähe der Stromoberfläche fremde Einschlüsse (rot gebrannter Ton und dergleichen) aufgetreten waren. Diese Partien sind etwa 20 m breit und gehen fast senkrecht durch den Strom hindurch. Das Liegende bildet gelber Ton, über dem sich noch eine Lage Basalttuff befinden soll. Die Unterkante des Stromes liegt etwa in der Höhe des jetzigen Talbodens der Nette oder sogar schon etwas darunter (100—105 m über NN). Auf der gegenüberliegenden Talseite liegt die oben erwähnte Basaltlava des Hummerich.

Von diesen Gruben aus nach Osten fehlen zwar fast alle Aufschlüsse, doch ist die Lava auf erdmagnetischem Wege noch fast 1½ km nachzuweisen. Der Lavastrom wird, namentlich in seinen östlichsten Teilen, ziemlich unregelmäßig in seiner Mächtigkeit und wohl auch stark zerklüftet sein, so daß eine genaue Abgrenzung kaum möglich ist. Dies zeigt auch der einzige Aufschluß in diesem Gebiet, an der Gemeindegrenze 500 m südlich der Rauschermühle, wo an einer ganz kleinen Stelle unter 1—2 m Bimssteinbedeckung bis 4 m hohe Felsen von Basaltlava anstehen. In nächster Nähe liegt sie jedoch schon wieder wesentlich tiefer oder hat in ihrer Mächtigkeit so abgenommen, daß nur noch relativ schwache erdmagnetische Störungen auftreten. — Nach SO hin ist dieser Lavastrom durch eine breite Zone (500 m) ausschließlich negativer Werte von dem Nordwestende des Saffiger Stromes getrennt (s. unten S. 870).

Nach Süden, gegen die Nordseite der Wannen zu, reicht die Lava bis etwas über die 140-m-Kurve hinaus (s. Südteil des Profiles Abb. 2), was einer Höhenlage der Oberkante von rd. 130—135 m über NN entsprechen dürfte. Südlich davon treten in den gemessenen Profilen nur negative Störungen auf, die, abgesehen von den unmittelbaren Randstörungen an der Südseite der Lava, im allgemeinen nach Süden an Intensität zunehmen, was auf die Wirkung der basaltischen Schlackenmassen der Wannen zurückzuführen ist.

Nördlich der Straße Plaidt—Saffig tritt etwa 350 m östlich der Abzweigung von der Ochtendunger Straße wieder Basaltlava anstehend auf: harte, poröse Lava, mit einer Schlackenrinde von 2—4 m; sie ist in grobe Pfeiler zerklüftet, aber gleichzeitig auch horizontal gegliedert. In einzelnen Blöcken ist das Vorkommen noch weiter nach Westen zu verfolgen. Auch an der Nordseite der

Nette, westlich der Noldensmühle, steht die Lava an. Sie reicht noch unter den Talboden hinab.

An der Südseite des Baches geht diese Lava fast ohne Unterbrechung in das bekannte Vorkommen von der Rauschermühle über, wo die Lava an beiden Ufern sowie im Bach selbst ansteht, weil der Strom von der Nette noch nicht wieder ganz durchgesägt ist (Höhenlage der Unterkante rd. 85—90 m über

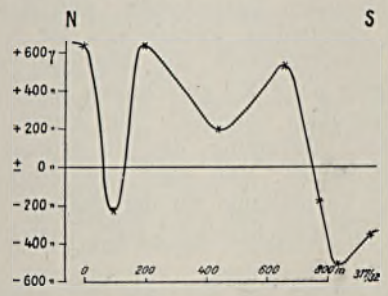


Abb. 2. Magnetisches Profil (Profil I der Karte Abb. 1) durch den Lavastrom der Wannengruppe südlich der Noldensmühle

NN). Ein unmittelbarer Zusammenhang durch Aufschlüsse besteht nicht, denn der Strom ist stark zerbrochen und zerklüftet.

Nicht zu klären ist auf Grund dieser Aufschlüsse das Verhältnis zu dem von den Wannen kommenden, etwa 1 km südlich Plaidt zuletzt aufgeschlossenen Lavastrom. — Ein erdmagnetisches Profil parallel zu dem Feldweg, der von der ersten Biegung der Plaidt-Saffiger Straße nach ihrer Abzweigung von der

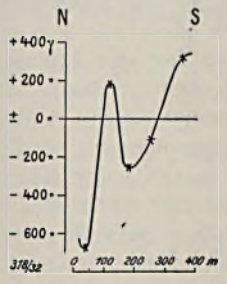


Abb. 3. Magnetisches Profil (Profil II der Karte Abb. 1) durch den Lavastrom der Wannengruppe zwischen Noldensmühle und Rauschermühle

Ochtendunger, nach SSO in Richtung auf die Eiterköpfe führt (Profil I der Karte Abb. 1), ergab folgendes Bild (Abb. 2). Die beiden Lavavorkommen sind also durch eine Zone kräftiger, negativer Störungen voneinander getrennt, und zwar muß die ihr zugrunde liegende Unterbrechung ganz außerordentlich schmal sein. Diese schmale Unterbrechung ist in WSW—ONO fast 700 m zu verfolgen (s. auch das Profil Abb. 3). Es kann danach gar keinem Zweifel unterliegen, daß es sich um eine tektonische Störung, eine Verwerfung mit gesunkenem Nordflügel handelt, die einer in diesem Gebiet sehr verbreiteten

Richtung folgt (z. B. nördliche Randstörungen des Neuwieder Beckens und seiner westlichen Fortsetzung, der Pellenzsenke). Das Lavavorkommen Noldensmühle—Rauschermühle hängt also, nur durch eine Verwerfung unterbrochen, mit dem Lavastrom der Wannenköpfe zusammen.

Die Lava der Rauschermühle findet nach S bzw. SO keine Fortsetzung. Neben dem Weg nach Saffig zeigen sich nur schwach negative bis normale Werte. Auch in den zahlreichen Braunkohlen- und Kohlensäurebohrungen ist hier nirgends Basaltlava angetroffen worden. In der Nähe des P. 108,5 ergab sich eine kleine, positiv gestörte Stelle, die möglicherweise auf Basalt zurückzuführen ist und dann einem nach NO gerichteten, lappenartigen Vorsprung der Hauptmasse des Wannenstromes angehört. Die Verhältnisse sind hier jedoch wegen der ziemlich dichten Bebauung, die ein erdmagnetisches Arbeiten erschwert, nicht klar zu übersehen. Von einer Darstellung auf der Karte wurde daher abgesehen. — Eine Verbindung mit der Saffiger Lava, die von DECHEN (1864, S. 418) „für nicht unwahrscheinlich" hielt, besteht also nicht, wie weiter unten noch erörtert wird.

Dagegen hat das Vorkommen der Noldensmühle—Rauschermühle eine Fortsetzung nach N und NO, wenn auch die Verhältnisse wegen mangelnder Aufschlüsse nicht überall ganz klar sind. — Nordwestlich der Rauschermühle wurde die Lava durch den BIANCHI'schen Wasserlösungsstollen in den Jahren 1852—1859 auf eine Erstreckung von reichlich 100 m durchfahren[5]). Als Liegendes wurde an drei Stellen untermiozäner Ton angetroffen. Nach rd. 400 m wurde die Lava wieder erreicht und auf eine Länge von rd. 260 m durchfahren. Das Liegende war hier zunächst eine geringmächtige Lage (rd. ½ m) lockerer, schwarzer Tuff, der von dem bekannten, dunkelbraunen, untermiozänen Basalttuff unterlagert wurde, dessen Flora C. O. WEBER (1861) bestimmte. Dieser Tuff gehört also zu dem liegenden Ton, während der lockere, vulkanische Sand unmittelbar unter der Lava sicher einem diluvialen Ausbruch entstammt. Der Strom ist hier noch rd. 3 m mächtig. — Nordöstlich Plaidt liegt also zunächst eine Einbuchtung des Lavastromes nach Osten, dann folgt wieder ein Vorsprung nach Westen, dessen Zusammenhang mit der Hauptmasse des Stromes durch erdmagnetische Untersuchungen sichergestellt ist.

Die Basaltlava ist ferner aufgeschlossen nördlich der Straße Plaidt—Miesenheim WSW P. 104,3 (600—700 m ONO der Kirche in Plaidt). Hier steht eine in unregelmäßige Pfeiler gegliederte, stark zerklüftete Lava mit tiefen, breiten Spalten an, wie sie für diese äußersten Teile des Stromes anscheinend geradezu charakteristisch ist. Ein ähnliches Vorkommen ist 200 m nordöstlich, neben der Bahn, aufgeschlossen. Auch weiter nach NO tritt die Lava an der Sohle einer Bimssandgrube fast zutage. Aufgeschlossen wurde sie ferner des öfteren bei Brunnenbauten im oberen Teil von Miesenheim, und zwar lag die Oberkante nach Notizen des verstorbenen Stadtbaumeisters DE WITT in Mayen in etwa

---

[5]) Ich folge hier der Darstellung VON DECHEN's (1864, S. 378—379 und 384), die — teilweise wörtlich — den Akten des Bergreviers Koblenz I entnommen ist. — Leider war an keiner Stelle die genaue Lage des Stollens, der anscheinend mehrfache Biegungen machte, angegeben. Eine Eintragung der Basaltgrenzen war daher erst möglich, als es den Bemühungen des Herrn Dr. HERFELDT in Plaidt gelungen war, die Lage der Lichtschächte und den Verlauf des meistens verbrochenen Stollens zu ermitteln. Ich spreche Herrn Dr. HERFELDT für seine freundlichen Mitteilungen auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aus.

8,5—9 m unter Tage[6]). Auch an dem Wege zum Burgerhaus und Eich wurde sie gleich östlich der Bahn in 10,5 m Tiefe angetroffen und mit 2 m nicht durchsunken. Daraus ergibt sich eine Höhenlage der Oberkante von rd. 90 m über NN. Das Liegende ist anscheinend überall untermiozäner Ton. von Dechen (1864, S. 376) gibt an, daß die Lava in einer Grube „nahe oberhalb", also südlich von Miesenheim, von Geröllen bedeckt wird. Es kann sich hierbei nur um die Niederterrasse der Nette handeln, was für die Beurteilung der Altersverhältnisse von Wichtigkeit ist.

Erdmagnetische Untersuchungen ergaben in diesem Gebiet kein ganz klares Bild, was im wesentlichen auf die außerordentlich starke Zerklüftung der Lava zurückzuführen ist. Dazu kommt noch, vor allem in dem Abschnitt Rauschermühle—Plaidt und unmittelbar bei Miesenheim die ziemlich starke Bebauung, die ein erdmagnetisches Arbeiten vielfach unmöglich macht. Östlich Plaidt tritt die Lava jedenfalls stark nach Osten zurück, wie aus dem Profil des Bianchi'schen Stollens hervorgeht. Nach NO zu werden die Verhältnisse klarer. Im Nordwesten scheint die Grenze etwa mit der Bahn zusammenzufallen. Eine Unterbrechung des Stromes muß wegen negativer Werte, die aber beiderseits (im Nordosten und Südwesten) von positiven flankiert werden, am Kirchhof Miesenheim südwestlich des Dorfes vorhanden sein. Der äußerste Punkt fand sich erst 1 km NNO Miesenheim; das Vorkommen muß hier recht schmal sein (s. Abb. 4).

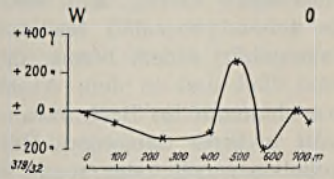


Abb. 4. Magnetisches Profil (Profil III der Karte Abb. 1) durch den nördlichsten Teil des Lavastromes der Wannengruppe nördlich Miesenheim

Die Unterkante des Lavastromes der Wannengruppe hat nördlich Ochtendung im südlichsten Teil der Verbreitung eine Höhenlage von 160—165 m, das ist rd. 35 m über dem heutigen Talboden der Nette. Das Liegende wird hier von einer (älteren) Mittelterrasse gebildet, die der Bach jedoch zur Zeit des Ausbruchs schon wieder verlassen hatte; denn die tiefe Lage der Lava in der oben erwähnten Grube, 1 km WNW P. 167, zeigt, daß die Nette sich bis zu dieser Tiefe bereits wieder eingeschnitten hatte; das Bachbett lag aber immer noch rd. 25 m über dem heutigen. Der Ausbruch der Lava erfolgte also n i c h t zur Zeit der Aufschüttung dieser verhältnismäßig hoch gelegenen Mittelterrasse, sondern ist jünger und wird wohl in die jüngere Mittelterrassenzeit fallen.

Bis Wernerseck und noch etwas darüber hinaus ist das Verhältnis zwischen Höhenlage der Talsohle und Unterkante des Stromes annähernd dasselbe. Wenige hundert Meter nördlich jedoch liegt die Unterfläche schon annähernd in der Talsohle. Diese Stelle fällt ungefähr mit dem Aufnören der Aufschlüsse am Nettesteilhang zusammen. Diese merkwürdige Tatsache ist schon von Dechen

[6]) von Dechen (1864, S. 377) gibt an, daß sich die Lava „nach dem Ausgang von Miesenheim nicht verbreitet", weil sie hier in einem Brunnen nicht angetroffen wurde, der bei rd. 10 m Tiefe noch in Löß stand. — Dieser Aufschluß beweist natürlich nichts.

(1864, S. 415) aufgefallen. Er erklärt sie dadurch, daß das jetzige Talbett der Nette dem damaligen nicht überall entspricht. Dies reicht jedoch zur Erklärung nicht hin. So können nur die kleineren Unregelmäßigkeiten in der Lage der Unterfläche gedeutet werden, wie sie oben von der äußersten Südwestecke des Stromes, 1 km WNW des P. 167, erwähnt wurden.

Die tiefere Lage der Lava südlich Plaidt ist nur tektonisch zu erklären. Die ganze Scholle, auf der der Lavastrom liegt, ist nach Norden bzw. Nordwesten gekippt worden, so daß im Süden ein stärkerer Anstieg des Gebirges erfolgte, als im Norden. Die Scholle wird dabei zerbrochen sein, wenn sich auch die Störungen bei der verhältnismäßig geringen Sprunghöhe zurzeit nicht alle nachweisen lassen. Eine erdmagnetische Feststellung wäre bei dem Vorhandensein von Basaltlava allerdings möglich, ähnlich wie bei der oben erwähnten Verwerfung (s. Karte Abb. 1) unmittelbar südlich Plaidt, die ja eine dieser Störungen darstellt. Die Richtung der anderen wird ihr annähernd parallel sein (also WSW—ONO). Nördlich dieser Störung sank die Lava am stärksten ab. Sie liegt jetzt nördlich davon so tief (85—90 m), daß sich die Nette, wie oben erwähnt wurde, noch nicht wieder durchgesägt hat. Dieser tiefste Einbruch ist nicht sehr breit. Östlich bzw. nordöstlich Plaidt muß die Unterkante der Lava, nach den wenigen Aufschlüssen zu urteilen, schon wieder etwas höher liegen (mindestens 95 m).

Die Lava der Rauschermühle liegt also nicht, wie man nach v. DECHEN immer angenommen hat, deswegen so tief, weil sie erst zu einer Zeit ausgebrochen ist, als die Nette schon (überall!) bis zu ihrer jetzigen Tiefe eingeschnitten war, sondern sie gehört einem Strom an, der zur jüngeren Mittelterrassenzeit in das Nettetal floß und in dem Abschnitt Noldensmühle—Rauschermühle nur deswegen noch heute im Bachniveau bzw. tiefer liegt, weil die Nette in diesem Talabschnitt in ihrer damaligen Höhenlage verblieb, während das Gebiet südlich davon gehoben wurde, oder, wenn wir den Bewegungsvorgang umgekehrt ausdrücken, weil dieser Talabschnitt nach Ausbruch der Lava längs ONO verlaufender Störungen einbrach. Wie ich also schon 1928 hervorhob, ist die v. DECHEN'sche Methode, das Alter eines Lavastromes aus seiner Höhenlage zur heutigen Talsohle abzuleiten, nur beschränkt anwendbar. — Daß die Wannengruppe mit ihren Lavamassen trotzdem zu den jüngsten Basaltausbrüchen des Laacher-See-Gebietes gehört, wird weiter unten noch besprochen.

3. Karmelenberggruppe

a) Vulkanbauten

Die Gruppe des Karmelenberges besteht aus mehreren, nah benachbarten Kuppen, die selbständigen Eruptionen ihre Entstehung verdanken. Der Vulkan ist der Kieseloolithterrasse aufgesetzt, die an der Nordwestseite des Hauptgipfels nach den Aufnahmen QUIRING's bis 310 m über NN reicht. An der Ostseite, am Beginn des Bassenheimer Lavastromes, liegt sie dagegen in rd. 240 m. Dies ist auf tektonische Verschiebungen zurückzuführen, die im wesentlichen vor Ausbruch des Vulkans beendet waren. Daß zu dieser Zeit schon ein deutliches Relief vorhanden war, zeigt, abgesehen von den Lavaströmen, schon der Verlauf der Grenzlinie der lockeren Auswurfsmassen an, die im Norden bis 225 bis 230 m hinabreichen.

Der Aufbau des Hauptgipfels ist durch einen großen Steinbruch an der Südseite gut zu erkennen (Aufschlußtiefe an der Rückwand 20—22 m). Die

Auswurfsmassen bestehen im unteren Teil aus einem groben Schlacken- und Lapillituff mit reichlichen Lavafetzen von 2—3 m Länge und 20—30 cm Dicke, die sicher in flüssigem Zustand ausgeworfen, und nicht ausgeflossen sind. Hierdurch tritt die periklinale Schichtung, dem Abhang parallel, mit außerordentlicher Klarheit heraus. Darüber liegen grobe Schlackentuffe, denen Lavafetzen aber so gut wie völlig fehlen. Diese Schicht nimmt nach unten, nach SW, an Mächtigkeit zu, und erreicht am Ausgang der Grube 6—8 m, während sie an der Rückwand fast fehlt. Die Schlacken, auch die Lavafetzen, sind stark porös und enthalten nicht selten „Quarz-Feldspatgesteine" als Einschlüsse. Weitere Gruben sind zurzeit am Hauptkegel nicht vorhanden.

In der unmittelbar nach Nordosten anschließenden Kuppe (Schweinskopf bei v. Dechen) ist der dem Gipfel am nächsten liegende Aufschluß völlig verfallen. In der gleich nordöstlich davon gelegenen Grube sind Schlacken mit seltenen Lavafetzen (2 m lang) aufgeschlossen. Ihr Einfallen ist immer ziemlich flach und in größeren Teilen der Grube deutlich nach NO, also wieder dem Abhang parallel, gerichtet. In den nach O bzw. SO folgenden Gruben sind ähnliche Gesteine, oft ± verschweißt, mit einzelnen Lavafetzen aufgeschlossen. Die Schichtung ist meistens flach und vielfach undeutlich; wo sie genauer zu beobachten ist, ist das Fallen fast immer dem Abhang parallel. — Die Gesteine sind denen des Hauptberges ähnlich und enthalten ebenfalls nicht selten „Quarz-Feldspatgesteine" als Einschlüsse. — Die Bedeckung mit Löß und Bimsstein ist meistens gering oder fehlt ganz. Wenn auch in dem Gebiet zwischen den beiden Kuppen Aufschlüsse nicht vorhanden sind, so ist es doch nach den morphologischen Verhältnissen sicher, daß es sich um zwei selbständige Aufschüttungskegel handelt.

Wesentlich schwieriger sind die Verhältnisse an der Nordseite der Vulkangruppe, im „Oberwald", zu übersehen. Gruben im östlichen und westlichen Teil lassen erkennen, daß die Auswurfsmassen im allgemeinen aus ziemlich feinen Schlacken- bis groben Lapillituffen bestehen, wobei die Komponenten 10 cm selten überschreiten; nur die vereinzelten größeren Bomben erreichen ½ m Durchmesser; sie sind vielfach gut verschweißt. Lavafetzen sind, vor allem in den unteren Teilen, selten. Eine Schichtung ist daher oft kaum zu erkennen; wo sie deutlicher ausgeprägt ist (vor allem in der östlichsten Grube), folgt sie wieder ausgesprochen dem Abhang. Dadurch ergibt sich auch für diesen Teil des Vulkans, daß die jetzigen Oberflächenformen ungefähr den ursprünglichen, bei der Aufschüttung entstandenen, entsprechen müssen. — In der westlichsten Grube fällt ein steilstehender, etwa 3×3 m großer Harnisch auf. — Einschlüsse von „Quarz-Feldspatgesteinen" sind vor allem im Osten häufig und erreichen hier 25 cm Durchmesser.

In dem Tälchen etwa in der Mitte des „Oberwaldes" (s. Karte Abb. 1) steht bis 5 m aufgeschlossen eine in plumpe Pfeiler (1—2 m Durchmesser) gegliederte Lava an. Im Osten geht sie nach oben hin in Schlacken über; sie ist ziemlich kompakt und enthält nur einzelne größere Poren (1—3 cm im Durchmesser, gelegentlich noch mehr). — Auf dies Vorkommen wird später noch zurückzukommen sein.

b) Lavaströme

Altbekannt ist der Lavastrom, der sich vom Karmelenberg aus nach Osten erstreckt. Er ist am Ostfuß des Berges ausgebrochen, doch läßt sich die Stelle, da alle Aufschlüsse fehlen, nicht genauer festlegen. Nach den morphologischen

Verhältnissen erscheint das auf der Karte dargestellte Bild als das wahrscheinlichste, da angenommen werden kann, daß der nordöstlichste Schlackenhügel jünger als der Lavaausbruch ist.

An dem Wege Saffig—Eiserne Hand (nördlich P. 233 des Meßtischblattes) liegt die Unterkante der Lava in 240 m (Liegendes: Kieseloolithschotter). Das genaue Ende des Stromes ist nicht bekannt. Es liegt wahrscheinlich unmittelbar südlich der Straße Bassenheim—Ochtendung in rd. 205 m Höhe. Zur Zeit des Ausbruchs ist also bereits eine nach NO gerichtete Talung vorhanden gewesen, die auf rd. 1,2 km ein Gefälle von 35 m aufwies. Das jetzige Tal liegt südöstlich davon, der heutige Südostrand der Lava ist also ± als Erosionsrand anzusehen. Im Nordwesten wird der Strom von Trachyttuff bedeckt, so daß das Ausgehende oberflächlich nicht zu erkennen ist. Erdmagnetische Messungen haben jedoch ergeben, daß er auf die Hochfläche nicht hinaufreicht. Auch in dem Wald südwestlich P. 239,5 ist in den ersten 300 m noch kein Basalt vorhanden.

Der Strom muß also am Ostfuß des Karmelenberges ausgebrochen und in dem schon damals vorhandenen Tal nach SO abgeflossen sein, das seit dieser Zeit am oberen Ende um 8—10, am unteren um 20—25 m weiter ausgetieft wurde. Das Lagerungsverhältnis der Lava zum Vulkan scheint sich seit der Zeit des Ausbruchs nicht verändert zu haben, tektonische Störungen sind also nicht aufgetreten; die Verschiedenheit in der Lage der Unterkante des Stromes zum heutigen Talboden beruht vielmehr nur darauf, daß die jüngste Austiefung noch nicht bis zum oberen Ende des Tales fortgeschritten ist.

Die Lava ist an mehreren Stellen aufgeschlossen. In einer Grube unmittelbar westlich der Bahn stehen plumpe Pfeiler von ½—1 m Durchmesser an. Das Gestein ist hart und grob porös. Die obersten ½—3 m sind schlackig. — Die beiden Gruben südwestlich Bassenheim sind stark verfallen und zeigen im ganzen dasselbe.

Ein kleines Lavavorkommen war früher am Westfuß des Berges, zwischen dem Karmelenberggipfel und den Sackenheimerhöfen aufgeschlossen (VON DECHEN, 1864, S. 421). Die Ausdehnung ist nicht genau bekannt.

Ein zweiter größerer Lavastrom ist an der Nordseite der Vulkangruppe ausgebrochen. In den ersten 1½ km ist er vollständig von Löß und Trachyttuff bedeckt, so daß er nirgends zutage tritt. Seine Existenz wurde nur aus erdmagnetischen Messungen erschlossen. Erst bei Beginn des Saffiger Tales, rd. 1,5 km nördlich vom Nordfuß der Karmelenberggruppe, finden sich Basaltblöcke und wenig nördlich davon beginnt ein zusammenhängender Lavastrom, der sich ± anstehend bis Saffig verfolgen läßt. Es fragt sich nun, ob man diesen, seit langem bekannten Strom vom Karmelenberg herleiten muß, oder ob man seinen Ursprung, wie bisher meistens, an der Ostseite der Wannen suchen kann.

Nördlich der Bahn und parallel zu ihr wie zu dem Nordrand der Schlackenmassen im Oberwald wurde das magnetische Profil IV (s. Karte Abb. 1), Abb. 5, gemessen. Es zeigt eine außerordentlich starke Störung — über 1700 γ. Die Breite des Stromes ist recht beträchtlich und erreicht nach dem Profil über 600 m. — Auffällig ist, daß gerade oberhalb von dem Beginn dieses Stromes das kleine, oben beschriebene Lavavorkommen im Oberwald liegt. Es ist daher durchaus denkbar, daß hier die eigentliche Ausbruchstelle zu suchen ist. — Nördlich der Straße Ochtendung—Bassenheim verschmälert sich der Strom

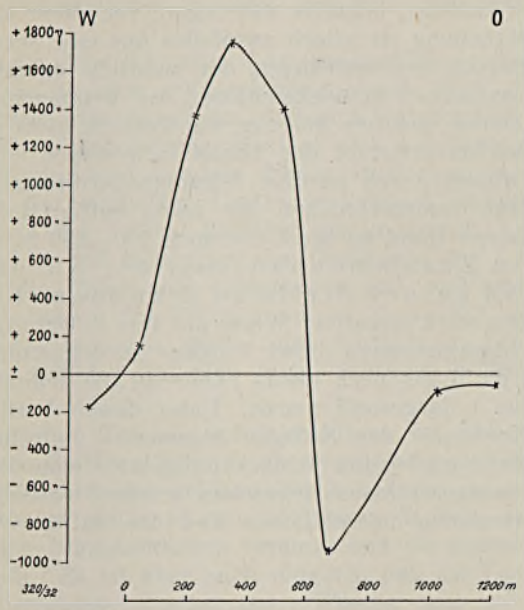


Abb. 5. Magnetisches Profil (Profil IV der Karte Abb. 1) durch den südlichsten Teil des Saffiger Lavastromes gleich nördlich der Bahn Ochtendung—Bassenheim

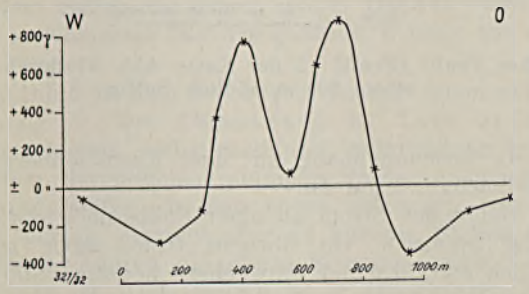


Abb. 6. Magnetisches Profil (Profil V der Karte Abb. 1) durch den Saffiger Lavastrom parallel zu dem Wege Ochtendung—Kettig

anscheinend erheblich, ist aber neben dem Weg Ochtendung—Saffig wieder 600 m breit. Das magnetische Profil V, Abb. 6, zeigt hier eine Unterbrechung, wie sie häufig über derartigen Lavaströmen zu beobachten sind. Worauf sie in diesem Fall zurückzuführen ist, ist zweifelhaft, am wahrscheinlichsten wohl auf einen später eingestürzten Hohlraum oder auf eine örtliche Teilung des Stromes. Rund 400 m nördlich dieses Weges treten die ersten Basaltblöcke am Rand des Saffiger Tales auf, während sich der Strom nach Norden allmählich verschmälert.

Rund 750 m NNW der Wegekreuzung Ochtendung—Kettig und Saffig—Eiserne Hand tritt der erste, von der Wannengruppe herüberziehende Schlackenhügel an den Strom heran, nach rd. 200 m der zweite, höhere. An beiden

Stellen zeigen sich kräftige, negative Störungen, vor allem über dem nördlichen Hügel. Die Unterbrechung ist jedoch zweifellos nur eine scheinbare; es handelt sich um die negativen Randstörungen der westlich dahinterliegenden, stark magnetisierten, basaltischen Schlackenmassen der Wannenköpfe, sie überlagern eine an sich vorhandene positive Störung, die dadurch nicht mehr nachzuweisen ist. Gleich nördlich davon steht der Basalt in plumpen Pfeilern am Talrand an und ist auch wieder durch positive Störungen erdmagnetisch zu erkennen. Er zieht sich dann ununterbrochen bis nach Saffig hinein. Westlich des Weges Saffig—Eiserne Hand ist die Lava noch 200—250 m weit erdmagnetisch nachzuweisen. Ein Zusammenhang mit der Nordseite der Wannenköpfe ist an keiner Stelle zu erkennen. Hier tritt im Gegenteil eine breite Zone stark negativer Werte auf (bis —920 γ), die auf die kräftig magnetisierten Schlackenmassen dieser Vulkane zurückzuführen sind. Es wäre nur möglich, daß die Lava noch etwas näher an die Wannen heranreicht, als auf der Karte Abb. 1 dargestellt wurde. Unter diesen Verhältnissen muß eine Herleitung des Nordteiles des Saffiger Stromes — nördlich des die Straße Saffig—Eiserne Hand querenden Schlackenhügels — von der Nordostseite der Wannenköpfe als ausgeschlossen angesehen werden, besonders da für die in unmittelbarer Fortsetzung im südlichen Teil des Saffiger Tales auftretenden

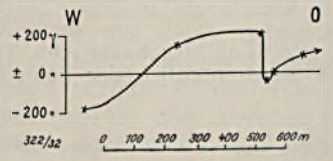


Abb. 7. Magnetisches Profil (Profil VI der Karte Abb. 1) durch den Saffiger Lavastrom 500 m südlich Saffig

Lavavorkommen ein Zusammenhang mit dem Karmelenberg durch erdmagnetische Messungen nachgewiesen ist.

Nach Norden reicht der Strom an einer Stelle noch etwas über die Straße Ochtendung—Saffig hinaus[7]). Im übrigen treten aber nordwestlich dieses Weges ausschließlich stärkere und schwächere negative Störungen auf, ebenso längs der Straße Saffig—Plaidt, soweit hier der Bebauung wegen Messungen möglich sind. Die Endigung des Saffiger Stromes im Nordteil des Dorfes kann daher als gesichert gelten. Eine Verbindung mit der Lava an der Rauschermühle besteht also nicht.

In seinem nördlichsten Teil ist der Strom noch einmal unterbrochen, wie aus der Karte hervorgeht. Diese Unterbrechung ist nur auf erdmagnetischem Wege durch starke negative Störungen nachgewiesen, s. das etwa 500 m südlich Saffig gelegene Profil Abb. 7; in der Fortsetzung des Profils nach Osten steht die Lava noch auf 150 m an. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Trennung des Stromes in zwei Teile, die sich anscheinend im Norden wieder vereinigt haben. Worauf sie zurückzuführen ist, ist natürlich bei dem Fehlen von Aufschlüssen unbekannt, am wahrscheinlichsten dürfte es sich um eine

[7]) VON DECHEN (1864, S. 417) beschreibt auch einen jetzt nicht mehr vorhandenen Aufschluß „an dem Wege nach Ochtendung".

Durchragung des Untergrundes handeln, trotzdem auch tektonische Ursachen denkbar sind[8]).

Die Unterlage des Stromes ist unterniozäner Ton, der früher bei Brunnenbauten in Saffig öfter aufgeschlossen wurde (vgl. von Dechen, 1864, S. 415). von Dechen gibt ferner an, daß sich gelegentlich Gerölle zwischen den Ton und die Lava einschalten, wobei es sich um Reste der Hauptterrasse oder der Kieseloolithterrasse handeln dürfte. Stellenweise (z. B. Steinbruch rd. 600 m südlich des südlichen Dorfrandes) bildet lockerer Basalttuff das unmittelbar Liegende der Lava. Auffällig ist in diesem Aufschluß auch ein starker Unterschied in der Höhenlage der Oberkante der Lava, der nach Angabe der Arbeiter die Unterkante entsprechen soll, und zwar handelt es sich um eine Absenkung gegen das Tal hin um rd. 6 m. Ein einfaches Absacken scheint nicht vorzuliegen, eher dürfte eine tektonische Ursache anzunehmen sein, da durch das Saffiger Tal eine junge Störung in SSO—NNW-Richtung hindurchstreicht.

Worauf die auffällige Tatsache zurückzuführen ist, daß sich unterhalb der Lava in dem ganzen Saffiger Tal nur an einer einzigen Stelle im Oberlauf in der Nähe des Fischteiches eine größere Quelle befindet, ist nicht ohne weiteres erkennbar. Man könnte zunächst natürlich daran denken, daß das austretende Wasser sofort in den Bimssteintuffen versinkt und als Grundwasserstrom unter der Talsohle abfließt. Es ist aber auch möglich, daß die Lava, die ja ein altes Tal ausfüllte, stellenweise zunächst nach Westen, also in den Berg hinein einfällt, daß also die alte Talsohle westlich der jetzigen gelegen hat. Daß das auffallende Fehlen von Wasseraustritten vornehmlich auf diese Tatsache zurückzuführen ist, dafür spricht die ungeheuer starke Quelle am Nordostende des Stromes im Dorf Saffig, die schon von v. Dechen (1864, S. 415) erwähnt wurde. Hier tritt anscheinend fast das gesamte Wasser aus dem Verbreitungsgebiet der Lava zutage.

Der beste Aufschluß in dem Lavastrom ist der schon erwähnte Steinbruch 600 m südlich Saffig. — Die Absonderung der Lava ist hier sehr unregelmäßig. Oft ist das Gestein völlig zerklüftet, während an anderen Stellen des Stromes auch wieder die üblichen plumpen Pfeiler anstehen. Die Schlackenrinde ist sehr unregelmäßig; in den höher gelegenen westlichen Teilen der Grube ist sie sehr gering, erreicht aber an anderen Stellen über 3 m. In einzelnen Säcken geht sie durch die ganze Strommächtigkeit hindurch, die mit 10—15 m anzunehmen ist. Das Gestein ist in den tieferen Teilen des Stromes gelegentlich fast kompakt, während es ganz oben von sehr großen Poren durchzogen wird (bis 15 cm lang bei einer Dicke von 2—3 cm). Einschlüsse von „Quarz-Feldspatgesteinen" sind nicht selten (bis 15 cm).

Der Strom erreicht eine Länge von rd. 3 km. Seine Höhenlage beträgt am Fuß des Karmelenberges etwa 225 m, am Ende in Saffig rd. 130 m. Die Unterschiede gegen die jetzigen Gefällsverhältnisse im Saffiger Tal sind gering. Quer zur Flußrichtung haben tektonische Bewegungen anscheinend überhaupt nicht stattgefunden, und auch Senkungen im Zusammenhang mit der durch das Saffiger Tal ziehenden, etwa parallel zur Flußrichtung des Stromes gerichteten Störung sind nicht sicher nachzuweisen, außer der erwähnten kleinen Unregelmäßigkeit in dem Steinbruch südlich Saffig.

---

[8]) Auf der rechten Talseite sollen sich nach von Dechen (1864, S. 416) ebenfalls noch Lavablöcke befinden. Hier steht jedoch kein Basalt mehr an.

4. Birkenkopf; Ausbrüche bei Winningen

Der Birkenkopf, südlich Bassenheim, liegt rd. 3,5 km östlich vom Karmelenberg. — In den Gruben auf dem südlichen Hügel ist nur noch zu beobachten, daß im wesentlichen feines Material (1—3 cm im Durchmesser) ansteht, gröbere Schlacken sind selten. Der nordwestliche Hügel ist überhaupt nicht aufgeschlossen. — VON DECHEN (1864, S. 424) gibt an, daß auf der Südseite des Birkenkopfes, östlich des Weges nach Wolken, in einigen alten Steinbrüchen eine augitreiche Lava anstand, die von Schlacken bedeckt wurde.

Ein interessanter Aufschluß liegt im Nordwesten, östlich des Weges vom Künsterhof nach Bassenheim. Hier stehen fest verschweißte Schlacken mit zahlreichen Lavafetzen und einem kleinen Strom von 3 m Mächtigkeit an, dessen leidlich kompakte Lava allmählich in die Schlacken übergeht. Man könnte auch das Ganze als einen nach oben stark schlackig werdenden Lavastrom auffassen. Die „Schichtung" fällt deutlich nach S oder SO, also gegen den Berg hin ein, und zwar in der Nähe des Weges mit rd. 40°. Es finden sich reichlich Devoneinschlüsse, bis 30 cm Größe, einzelne mit schön glasierter Oberfläche. Auch Sanidinite treten auf. Petrographisch unterscheidet sich das Gestein von den übrigen durch das Fehlen oder starke Zurücktreten von Olivin.

Dies Vorkommen („Wirzenwäldchen") wurde von PH. WIRTGEN schon 1846, S. 47, beschrieben. Die Lava war damals auch an der anderen Seite des Weges aufgeschlossen. Sie wurde von Schlacken bedeckt, die zahlreiche Quarzgerölle enthielten. Darüber folgte rd. 30 cm Lava, dann wieder das grobe „Lavakonglomerat". Bei dem damaligen intensiven Steinbruchbetrieb änderte sich der Aufschluß im einzelnen sehr rasch, wie es ja für derartige Ablagerungen charakteristisch ist. VON DECHEN (1864, S. 423) schließt sich im wesentlichen dieser Schilderung an. — Die Gerölle waren nach den Angaben WIRTGEN's teilweise fast unverändert, andere am Rand gefrittet, wieder andere ganz in ein „rotes, jaspisartiges Gestein" umgewandelt. Auffällig ist, daß sich um die Quarzstücke ein sie umhüllender „Letten" noch fast unverändert vorfand.

Wie diese merkwürdigen Verhältnisse zu erklären sind, ist bei dem sonstigen Mangel an Aufschlüssen zweifelhaft. Nach den jetzt möglichen Beobachtungen wird die Lava wahrscheinlich in die Schlacken hinein intrudiert sein. Die Beschreibung WIRTGEN's könnte allerdings auch den Schluß zulassen, daß das Ganze einen nach oben schlackig werdenden Lavastrom darstellt.

Anhangsweise sei noch kurz auf das Basalttuff- und -lavavorkommen nördlich bzw. nordöstlich von Winningen an der Mosel hingewiesen. — Der Tuff nördlich des Ortes muß an Ort und Stelle oder jedenfalls in nächster Nähe ausgebrochen sein, da er Auswürflinge aus der Rhein- bzw. Moselhauptterrasse, die das Liegende des Tuffes bildet (z. B. Buntsandsteingerölle), enthält.

Rund 1300 m nordöstlich Winningen lagen früher (E. KAYSER, 1892, S. 22) gleich oberhalb der Weinberge (Lage Brückstück) einige kleinere Partien von porös-schlackiger Lava. Schon VON OEYNHAUSEN (1847, S. 32) und VON DECHEN (1864, S. 427) haben sie anstehend nicht mehr beobachten können, doch sind zu v. DECHEN's Zeit bei Schurfarbeiten noch wieder größere Blöcke einer „Nephelinlava" gefunden worden. Bei der Neuaufnahme des Blattes Koblenz hat TH. SCHMIERER (mündliche Mitteilung) außer einigen herumliegenden Lavabrocken nichts mehr beobachten können. — Auch diese Lava, deren diluviales Alter sicher ist, wird an Ort und Stelle ausgebrochen sein.

III. Petrographischer Vergleich der Laven der einzelnen Vorkommen

Zur Ergänzung und Kontrolle der geologischen und geophysikalischen Untersuchungen über die Zusammenhänge der durch jüngere Überlagerungen scheinbar getrennten Lavaströme erschien eine Nachprüfung der petrographischen Zusammensetzung wünschenswert. — Im folgenden sollen daher diese petrographischen Verhältnisse soweit erörtert werden, als sie für die vorliegenden Fragen von Bedeutung sind. — Leider sind Einschlüsse in keinem der Lavaströme sehr reichlich und vor allem auch nirgends so charakteristisch — es sind meistens die im ganzen sehr einförmigen „Quarz-Feldspatgesteine" —, daß man sie zur Unterscheidung der einzelnen Vorkommen heranziehen könnte[9]).

Die Gesteine sind sämtlich Leuzit- und Leuzit-Nephelinbasanite bzw. -basalte, die sich leider nur recht wenig voneinander unterscheiden (vgl. Brauns, 1928). Allen gemeinsam ist ein reichlicher Leuzitgehalt; dazu tritt in wechselnden Mengen Nephelin. Plagioklas fehlt vielfach gänzlich; in andern Fällen ist er spärlich und klein, gelegentlich aber auch häufiger und größer. Olivin ist überall vorhanden, wenn auch in etwas wechselnder Menge. Augit ist stets reichlich, sowohl als Einsprengling, wie in der Grundmasse. Auch die sonstigen gelegentlich auftretenden dunklen Mineralien, Biotit und Hornblende, die meistens magmatisch stark zersetzt sind, können nicht als Unterscheidungsmerkmale verwandt werden. Erzgehalt und -verteilung wechselt, und zwar hängt dies meistens von der Lage der untersuchten Probe innerhalb des Lavastromes ab. — Eindeutige Unterscheidungsmerkmale sind also nicht vorhanden, doch finden sich manchmal, besonders in der Ausbildung und Häufigkeit des Plagioklases, gewisse Eigentümlichkeiten, die auf Zusammenhänge hinweisen können.

Die Lava des Stromes der Wannenköpfe ist in allen Aufschlüssen (nördlich Ochtendung, gegenüber Wernerseck, südlich Plaidt) recht gleichartig: Leuzit, wechselnde Mengen Nephelin, Plagioklas spärlich und klein, oder fehlend. Auffallend ist die Übereinstimmung der Lava südwestlich der Noldensmühle an der südlichen Netteseite mit diesem Gesteinstypus. Der Zusammenhang wird durch den petrographischen Befund nur bestätigt. Die Lava der Rauschermühle ist außerordentlich reich an feinverteiltem Erz — eine Erscheinung, die sich sehr oft an den hangendsten und äußersten, rasch erstarrten Teilen von Lavaströmen findet —, stimmt aber im übrigen mit dem von der Noldensmühle und den übrigen Wannengesteinen überein. — Aus dem Stromteil nordöstlich Plaidt gelangte nur ein Dünnschliff aus der Grube beim P. 104,3 zur Untersuchung. Das Gestein enthält nicht selten Plagioklas, doch ist er kleiner und seltener, als in der Karmelenberglava, worauf gleich näher eingegangen wird. Das Präparat zeigt die meiste Ähnlichkeit mit einem Dünnschliff aus dem Stromteil bei Wernerseck. — Auch die zum Wannenstrom gerechneten Teile links der Nette, nordwestlich Wernerseck, stimmen petro-

[9]) Da es für diese Untersuchungen wünschenswert war, von den einzelnen Fundpunkten möglichst mehrere Dünnschliffe zum Vergleich zu haben, stellte mir Herr Geheimrat Brauns auf meine Bitte in liebenswürdigster Weise seine Präparate für diese Untersuchungen zur Verfügung. Ich möchte ihm für sein freundliches Entgegenkommen auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen. Auf diese Weise standen mir im ganzen rd. 40 Schliffe zur Verfügung.

graphisch gut mit den übrigen Gesteinen überein, was allerdings nicht viel besagt, da dies bei den Hummerichgesteinen auch der Fall ist (s. unten).

Im Gegensatz hierzu ist in den Laven des Karmelenberges der Plagioklas häufiger und meistens erheblich größer. Dies zeigte sich sowohl in den Dünnschliffen aus dem östlichen Strom (Grube an der Bahn und westlich Bassenheim), wie auch in den nördlich der Wannen gelegenen Teilen des Saffiger Stromes. Nicht so groß und so reichlich sind sie dagegen in dem kleinen Lavavorkommen im Oberwald; hier stellt sich charakteristischerweise auch wieder der reichliche Gehalt an feinverteiltem Erz ein. — Die geologischen und erdmagnetischen Untersuchungsergebnisse erfahren hier also eine Bestätigung, soweit es bei der Ähnlichkeit der Gesteine überhaupt möglich ist.

Wesentlich enger ist leider die Übereinstimmung der Wannenlava mit der vom Plaidter Hummerich. In diesen Gesteinen ist in der Regel etwas Plagioklas vorhanden, und zwar ist er meistens sehr fein, er kann aber auch bis zum Verschwinden zurücktreten. So zeigen die aus geologischen Gründen zum Wannenstrom gerechneten Vorkommen links der Nette eine gute Übereinstimmung mit dem Gestein rechts des Baches, doch ist auch der Unterschied gegen die zweifellose Hummerichlava nordwestlich davon am P. 152,8 nicht größer, als der Unterschied zweier Proben innerhalb des Wannenstromes selbst sein kann.

Es ergibt sich also zusammenfassend, daß der petrographische Befund an der Wannen- und der Karmelenberglava die geologisch-geophysikalischen Deutungen bestätigt, während man bei der Wannen- und Hummerichlava nur sagen kann, daß er diesen Deutungen nicht widerspricht.

IV. Altersstellung der Ausbrüche. Eruptionsmechanismus.

Ein Vergleich der geologischen Altersstellung der verschiedenen Vulkane und ihrer Ausbrüche ist dadurch sehr erschwert, daß charakteristische, stratigraphisch gut einzugliedernde, nicht-vulkanische Schichten fehlen. — Daß alle Vulkane diluvialen Alters sind, ist selbstverständlich, denn jeder von ihnen bedeckt irgendeine diluviale Schicht. Dies gilt auch für den Karmelenberg und Birkenkopf; die Vulkane selbst sind zwar nur der jungtertiären Kieseloolithterrasse aufgesetzt, doch sind ihre Lavaströme in zweifellos diluviale Senken abgeflossen. Nach oben wird das Alter dadurch bestimmt, daß alle Vulkane von Junglöß überlagert werden. — Wesentliche Altersunterschiede bestehen zwischen den einzelnen Vulkanen nicht.

Das wichtigste Hilfsmittel einer zeitlichen Eingliederung der Ausbrüche ist das Verhältnis der Lavaströme zu den Flußterassen und zur Talbildung, wie es bereits durch von DECHEN geschehen ist. Dies ist an sich für ein kleineres Gebiet, wie es unser Arbeitsgebiet darstellt, durchaus möglich. Es ist aber zu berücksichtigen, daß seit der Ablagerung der Schlacken und Lavaströme in diesem tektonisch stark beanspruchten Gebiet verschiedenartige Bewegungen stattgefunden haben, die das ursprüngliche Bild wesentlich verändern mußten. Es ist daher, wie oben bei der Besprechung des Wannenstromes dargelegt wurde, nicht möglich, aus der Tatsache, daß ein Lavastrom in der heutigen Talsohle bzw. noch darunter liegt, auf ein besonders jugendliches Alter zu schließen. Wenn ein Talabschnitt bei der allgemeinen Hebung des Gebirges zurückblieb, also relativ absank, kann ein zur Mittelterrassenzeit in das Tal abgeflossener Lavastrom noch jetzt in der Talsohle liegen, oder wenn das Tal noch tiefer einsank, sogar recht erheblich darunter.

Bei der Betrachtung der Altersverhältnisse der einzelnen Vulkane gehen wir am besten von der Wannengruppe aus. Die kleinen Vulkane sind der jüngeren Hauptterrasse aufgesetzt, müssen also jünger sein. Weitere Anhaltspunkte gibt der Lavastrom. Er floß zunächst auf einer älteren Mittelterrassenfläche ab, die jedoch von der Nette schon verlassen war. Das Bachbett wird, wie oben ausgeführt wurde, schon etwa 25 m tiefer gelegen haben. Der Ausbruch muß also jünger gewesen sein und wird einer jüngeren Mittelterrassenzeit entsprechen. Ob der Bach zur Zeit des Ausbruchs noch erodierte oder schon wieder aufschüttete, ist natürlich kaum festzustellen, ist auch für die zeitliche Parallelisierung mit den durchgehenden Rheinterrassen bedeutungslos, da wir hier mitten im Neuwieder Becken zweifellos besondere Verhältnisse gehabt haben. — Die tiefe Lage der Lava bei Plaidt beruht, wie oben ausführlich erörtert wurde, nur auf späteren tektonischen Verstellungen.

Von Wichtigkeit ist dann wieder die Beobachtung Dechen's, daß die Lava südlich Miesenheim von Geröllen überlagert wird. Sie müssen der Niederterrasse der Nette angehören, die also jünger als der Ausbruch ist. Lava und Vulkanbauten werden von Junglöß bedeckt. Ob er sich auch schon im Liegenden der Auswurfsmassen findet, ist bisher nicht beobachtet worden; jedenfalls tritt, wie S. 859 erwähnt, in dem Bruch an der Südseite der Wannen eine Einlagerung von Löß in den Schlacken auf. Es ist natürlich zweifelhaft, ob es sich dabei um Junglöß handelt. — Groß ist der Altersunterschied zwischen Junglöß und Schlacken aber keinesfalls; denn es findet sich in seinem Liegenden nirgends eine Verwitterung oder Bodenbildung angedeutet. — Wahrscheinlich sind beide Bildungen als etwa gleichalt anzusehen.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse beim Korretsberg und Plaidter Hummerich. Sie sind ebenfalls der jüngeren Hauptterrasse aufgesetzt. Auch hier gehen einzelne Auswurfsmassen und vor allem Lavavorkommen erheblich weiter hinab: nördlich der Degensmühle reicht die Lava bis unter den heutigen Talboden des Bahner Baches, während die Lava des Hummerich an der Hagsmühle bis in das Grundwasser der Nette reicht. Aus dieser letzteren Tatsache läßt sich allerdings, da es sich um ein tektonisch gesenktes Gebiet handelt, zunächst auch nur schließen, daß der Ausbruch jünger als die Hauptterrassenzeit sein muß. Der Vergleich mit der Lava der Wannen macht es jedoch wahrscheinlich, daß beide Ströme annähernd gleich alt sind.

Das unmittelbar Liegende der Lava und Schlacken ist nirgends aufgeschlossen. Man weiß daher nicht, ob etwa über der Hauptterrasse zunächst noch Löß liegt. Junglöß bildet jedenfalls das Hangende. Auffällig ist es, daß er in den Hohlwegen, die von Kruft nach SO auf den Gipfel des Korretsberges führen, in einer Weise mit den hangendsten Schlacken sozusagen verzahnt ist (vgl. auch von Dechen, 1864, S. 366), daß man eine annähernde Gleichzeitigkeit des Absatzes annehmen muß[10]).

Das Alter des Tönchesberges ist schwierig zu bestimmen, da seine Auswurfsmassen nur auf der Höhe der Hauptterrasse liegen. Dies braucht aber lediglich darauf zu beruhen, daß sich zur Zeit seines Ausbruches niedrigere Terrassenstufen nicht in der Nähe befanden. Es liegt jedenfalls kein Grund vor, deswegen dem Tönchesberg ein höheres Alter als dem Korretsberg und Hummerich zuzuschreiben.

---

[10]) Die oben erwähnten, in den Löß eingeschalteten Tuffe sind hiermit natürlich nicht gemeint!

Der Karmelenberg ist mit seinen Nebenkegeln der Kieseloolithterrasse aufgesetzt. Die Lage seiner Lavaströme und die Tatsache einer schon vorher erfolgten, starken tektonischen Zerstückelung seiner Unterlage (Kieseloolithterrasse am Gipfel 310 m, knapp 2 km östlich 240 m) weist darauf hin, daß auch dieser Vulkan nicht wesentlich älter als die Wannengruppe usw. sein kann. — Der Saffiger Strom tritt an einer Stelle, wie oben erwähnt, mit den Schlackenkegeln der Wannen in Berührung, und zwar sind diese Kegel jünger als die Lava. Nun ist es natürlich durchaus nicht notwendig, daß alle Schlackenkuppen der Wannen untereinander und mit dem Lavastrom gleichaltrig sind, aber unter Berücksichtigung der übrigen morphologischen Beobachtungen dürfte der Karmelenberg doch im ganzen, wenn auch nur unwesentlich, älter als die Wannengruppe sein.

Über das Alter des Birkenkopfes und über das der Winninger Ausbrüche ist nichts Genaueres auszusagen. Aus den oben mitgeteilten Lagerungsverhältnissen folgt ebenfalls ein mindestens mitteldiluviales Alter.

Aus diesen Überlegungen ergibt sich also, daß überall da, wo genauere Feststellungen möglich sind, die Ausbrüche in die Zeit kurz vor oder zu Beginn der Entstehung des Junglößes fallen. Sie sind also jungdiluvial und stimmen im Alter mit dem Andernacher Lavastrom und dem vom Fornicher Kopf (Hohe Buche) überein, die zur jüngeren Mittelterrassenzeit in den Rhein flossen. Sie gehören zu den jüngsten Basaltausbrüchen des ganzen Vulkangebietes, die sich vornehmlich in den östlichen Teilen finden, während die älteren (Sulzbusch, Hochsimmer) fast ganz auf den Westen beschränkt sind.

Noch jünger sind die Basalttuffe, die dem Löß im Hangenden der Wannenlava am P. 167 nördlich Ochtendung und südlich Plaidt eingeschaltet sind. Sie fallen in die Entstehungszeit des Junglößes, und zwar anscheinend in den letzten Abschnitt derselben. Diesen Tuffen dürften die in ähnlicher geologischer Position befindlichen Gesteine an der Nordwestseite des Korretsberges zuzurechnen sein, ebenso wie manche der feinen, durch eine deutliche Diskordanz von den gröberen Auswufsmassen getrennten Sande und Aschen an den Wannenköpfen.

Es wäre natürlich denkbar, daß diese Tuffe den letzten Ausbrüchen der Vulkane selbst ihre Entstehung verdanken, besonders da sie nicht allzu viel jünger sind. Wahrscheinlicher ist es jedoch, daß es sich hierbei um eine besondere, letzte Eruptionsphase handelt, deren Ausbrüche unabhängig von der Lage dieser älteren Vulkane sind. Wo diese, sicher nur sehr kleinen Durchbruchsschlote gelegen haben, ist für unser Gebiet nicht anzugeben. In den Tongruben von Kärlich sind kürzlich einige derartige Schlote aufgeschlossen worden (MORDZIOL, 1930). — Ich habe an anderer Stelle über diese Erscheinungen ausführlicher berichtet (AHRENS, 1932 b).

Über den Eruptionsmechanismus sollen nur einige kurze Bemerkungen gemacht werden. Bei allen Vulkanen wurden zu Beginn der Tätigkeit Schlacken gefördert, nachdem vorher beim Aussprengen des Schlotes sehr viel fremdes Material ausgeworfen worden war (bei unseren Vulkanen nur verhältnismäßig selten zu beobachten, da diese tiefsten Schichten schlecht aufgeschlossen sind). Kam ein neuer Ausbruchspunkt hinzu, konnte sich dies gelegentlich wiederholen, so daß jetzt den Schlacken an fremden Gesteinen reiche Lagen eingeschaltet sind. Bei diesen ersten Ausbrüchen wurden auch feine Aschen weiter fortgeschleudert. Sie sind nur selten erhalten geblieben,

finden sich aber verhältnismäßig häufig als unmittelbar Liegendes der Lavaströme. Die Lava brach meistens seitwärts aus, blieb auch bei vielen Vorkommen als größerer Klotz, „Gang" oder unregelmäßig gestalteter Körper in den Schlacken stecken. Auch diese Lava muß bei manchen Ausbrüchen noch verhältnismäßig reich an Gasen gewesen sein — besonders in den kleinen Strömen, die sich nur verhältnismäßig wenig über die Schlacken vorgeschoben haben —, so daß sie jetzt von den ausgeworfenen Schlacken kaum zu unterscheiden ist. Nach dem Ausbruch der großen Lavaströme ging am Karmelenberg und in der Wannengruppe die Entstehung kleinerer Schlackenkegel sicher noch weiter, ohne daß es zu neuerlichen Ausbrüchen von Lavamassen kam, die allenfalls in die Schlacken eindrangen und hier stecken blieben.

Wesentlich anders war der Eruptionsmechanismus bei der Förderung der jüngeren Tuffe, die im Löß liegen. Während Gase bei der Entstehung der Schlackenvulkane eine relativ untergeordnete Rolle spielten, kommt ihnen hier eine überragende Bedeutung zu. Dies zeigt auf das Klarste ein Blick auf die bunten, von fremden Gesteinsbruchstücken wimmelnden jungen Tuffe am Korretsberg im Gegensatz zu den liegenden Schlacken, die fast frei von fremden Auswürflingen sind.

V. Zusammenfassung.

Die Basaltvulkane zwischen Kruft, Plaidt, Saffig, Ochtendung und Bassenheim im südöstlichen Laacher-See-Gebiet werden beschrieben. Die Verbreitung und Herkunft ihrer Lavaströme wurde durch erdmagnetische Untersuchungen festgestellt. Danach hat im Gegensatz zu den bisherigen Anschauungen der Saffiger Strom seinen Ursprung am Karmelenberg, während die tief im Nettetal liegende Lava zwischen der Noldens- und der Rauschermühle bei Plaidt mit dem an der Ostseite der Nette oberhalb des Dorfes aufgeschlossenen Lavastrom zusammenhängt und von der Wannengruppe herzuleiten ist. Zu diesem Strom gehört auch die bis nördlich von Miesenheim nachgewiesene Lava.

Die im Nettetal bei der Rauschermühle liegende Lava ist nicht jünger als die Ströme der weiteren Umgebung. Die besonders tiefe Lage ist durch spätere tektonische Versenkung hervorgerufen.

Alle Ausbrüche haben im jüngeren Diluvium (Zeit der jüngeren Mittelterrasse und Beginn des Absatzes des Junglößes) stattgefunden. Die Entstehung des Karmelenberges dürfte ein wenig älter sein als die der Wannengruppe und der Vulkane zwischen Kruft und Plaidt (Hummerich und Korretsberg).

VI. Angeführte Schriften:

Ahrens, W.: Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Laacher-See-Gebietes. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., **85**, S. 109—128, 1928.

—: Ergebnisse magnetischer Untersuchungen im Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. — Gerland's Beitr. Geophysik, Erg.-Hefte f. angewandte Geophysik, **2**, Heft 4, S. 320—336, 1932 [1932 a].

—: Ein isolierter Tuffdurchbruch im südlichen Maifeld (Eifel) und die Herkunft des vulkanischen Sandes auf den Hochflächen der Eifel und des Hunsrücks. — Dies. Jb., **53**, (im Druck) 1932 [1932 b].

Brauns, R.: Die chemische Zusammensetzung der Basaltlaven des Laacher-See-Gebietes. — N. Jb. Min. Beil.-Bd. 46, Abt. A, S. 468—498, 1928.

von Dechen, H.: Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkanischen Umgebung. Bonn 1864.

VON DECHEN: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Bd. II, Bonn 1884.
FOLLMANN, O.: Die Wannen bei Ochtendung. — Eifelvereinsblatt, **13**, S. 146—148, 1912.
KAYSER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Koblenz. Berlin 1892.
MORDZIOL, C.: Vulkanische Gasausbrüche am Rande des Neuwieder Beckens vor etwa 10 000 Jahren. — Heimatkalender des Kreises Koblenz-Land, 1930.
VON OEYNHAUSEN, C.: Erläuterungen zu der geognostisch-geographischen Karte der Umgegend des Laacher Sees. Berlin 1847.
QUIRING, H.: Spät- bzw. postlößische Basalttuffe am Westabhang des Korretsberges im Neuwieder Becken. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 670, 1930.
VOM RATH, G.: Über die vulkanischen Eisenglanzkristalle vom Eiterkopf bei Plaidt und die auf denselben aufgewachsenen Augitkristalle. — Poggendorff's Annalen, **128**, S. 420—434, 1866.
WEBER, C. O.: Blattabdrücke im vulkanischen Tuff von Plaidt. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., **18**, Sber. niederrhein. Ges., S. 19/20, 1861.
WIRTGEN, PH.: Über ein vulkanisches Vorkommen bei Bassenheim. — Verh. naturh. Ver. preuß. Rheinl., **3**, S. 45—48, 1847.
ZIMMERMANN, E. H: Basaltische Tuffausbrüche in der jüngeren Lößzeit am Südrande des Neuwieder Beckens bei Ochtendung (Blatt Bassenheim). — Dies. Jb., **51**, S. 602—604, 1930.

Druckfertig eingereicht am 1. Juni 1932.

„Imprimatur" erteilt am 28. September 1932.

Stratigraphische Probleme im rheinischen Devon und ihre Auswertung für die Umdeutung der geologischen Karten

Von Walter Schriel, Berlin

Inhalt

Seite
Einleitung 879
1. Das Bensberger Gebiet 880
2. Vergleich des Bensberger Gebietes mit dem Ebbegebirge 880
3. Das Gebiet von Varste—Olpe—Müsen und seine Stellung zum Ebbegebirge . . 883
a) Die Stellung der Varster Schichten 883
b) Die Stellung der roten Schiefer von Müsen und Rahrbach 884
α) Die roten Schiefer von Müsen 884
β) Die roten Schiefer von Rahrbach—Neuenkleusheim 885
4. Transgressionen im Unterdevon 885
5. Die Wahnbachschichten im linksrheinischen Schiefergebirge 886
6. Die Hunsrückschieferfrage 887
7. Zusammenfassung 888
Wichtigste Literatur 889

Die Klärung der Stratigraphie der für Gedinne angesehenen Schichten des Bensberger Erzbezirkes, die mir durch die Auffindung wichtiger Leitversteinerungen im Jahre 1931 gelang, gab Anlaß zu einer geologischen Führung durch das Gebiet der unteren Agger und Sülz, an der neben zahlreichen im Rheinischen Schiefergebirge arbeitenden Kollegen der Geologischen Landesanstalt, die Herren des Bonner Geologischen Institutes und Herr Dr. Henke von der Siegerländer Bergbauhilfskasse teilnahmen. Anläßlich dieser Führung, die sich in erster Linie auf die Stratigraphie und Tektonik des Bensberger Erzbezirkes beschränkte, wurden von mir auch diejenigen Probleme zur Sprache gebracht, die sich aus den im Bensberger Gebiet auftretenden angeblichen Verse- und Ebbeschichten ergaben.

Die nach verschiedenen Richtungen nicht befriedigende Deutung mancher Schichtenfolgen des Siegerlandes und des Ebbegebirges erhielten neuen Anstoß durch meine dortigen Funde und verstärkten die Zweifel über die Richtigkeit der Stratigraphie.

Auf mehrwöchentlichen Begehungen im Ebbegebirge und im Siegerlande während der beiden letzten Jahre wurden an Hand der von der Geologischen Landesanstalt in der ersten Auflage veröffentlichten Karten 1:25000 eine Revision der unterdevonischen Schichten durchgeführt. Hieraus und aus den im Bensberger Gebiet gewonnenen stratigraphischen Tatsachen ergaben sich Umdeutungen für die Stratigraphie des Unterdevons im weiteren Rheinischen Schiefergebirge. Diese wichtigen Probleme aus den zahlreichen Fragen stratigraphischer und tektonischer Natur herauszuschälen, soll der Zweck vorliegender Ausführungen sein. Die weitere Veröffentlichung der Ergebnisse ist einer

größeren Abhandlung (SCHRIEL und GROSS, Abhandl. der Preußischen Geologischen Landesanstalt), die fast abgeschlossen vorliegt, vorbehalten, und wird auch in einer Übersichtskarte des Gebietes erfolgen.

1. Das Bensberger Gebiet

Die Auffassungen über das Alter der Schichten des Bensberger Gebietes waren geteilt. Es standen sich zwei Ansichten schroff gegenüber. Die eine, die vor allem in DENCKMANN, FUCHS, K. SPRIESTERSBACH ihre Vertreter hatte, sah hier Gedinne, d. h. das Liegende der Siegener Schichten. Die Gegner dieser Ansicht, vertreten durch BREDDIN und später in einem gewissen Grade durch QUIRING, wollten bei Bensberg jüngere Schichten, und zwar Unterkoblenz, erkennen. HENKE erblickte in den Bensberger Schichten nur eine fazielle Ausbildung der Siegener Schichten.

Die Auffassung vom Gedinne-Alter schien eine Stütze zu finden in der Auffindung einer kleinen Fauna bei Overath durch FUCHS und J. SPRIESTERSBACH, auf Grund deren K. SPRIESTERSBACH eine Parallelisierung der Schichten von Overath und Bensberg mit denen der Ebbe durchführte. K. SPRIESTERSBACH glaubte, sowohl die Bunten Ebbeschichten (tue), den Ebbesandstein (tuv_3) und die Grauwackenführende Zone (tuv_2) der Verseschichten im Gebiet von Bensberg wiederzuerkennen. Durch die Funde einer Siegener Fauna in den angeblichen Verseschichten von Overath (Grauwackenführende Zone (tuv_2) mit *Rensselaeria crassicosta, Rensselaeria confluentina, Homalonotus ornatus, Pterygotus anglicus, Aphyllites falcistria* FUCHS, mit denen eine noch zu beschreibende Panzerfischfauna u. a. auch mit *Modiolopsis ekpempousa* vergesellschaftet war, ergab sich die Unmöglichkeit, das Gedinne-Alter dieser Schichten noch weiter aufrecht zu erhalten.

Auch die Auffassung über das Alter der Wahnbachschichten, die von STEINMANN und ELBERSKIRCH zum Gedinne gerechnet waren, wurde durch die Feststellung von *Rensselaeria crassicosta* in diesen Schichten hinfällig. Die Wahnbachschichten STEINMANN's sind vielmehr identisch mit den fossilführenden Overather Fischschichten. Für diese Schichten behielt ich den Namen Wahnbachschichten bei, während ich für die roten Schiefer und Arkosen die Bezeichnung Bensberger Schichten übernahm und die Rotschiefer und die tieferen Schichten der Bensberger Grauwacke wegen des Auftretens von *Rensselaeria crassicosta* und *Rensselaeria confluentina* den hohen Siegener Schichten zuteilte.

2. Vergleich des Bensberger Gebietes mit dem Ebbegebirge

Bei einem Vergleich der Bensberger und Wahnbachschichten mit den entsprechenden Stufen des Ebbegebirges lag es nahe, ähnlich wie K. SPRIESTERSBACH summarisch zu verfahren und die Schichten der Ebbe von der Grauwackenführenden Zone (tuv_2) in Bausch und Bogen in die Siegener Schichten zu stellen. Das ist jedoch nicht ohne weiteres angängig und würde zu Fehlschlüssen führen. Nur eine nähere Untersuchung auf Grund zahlreicher Begehungen kann hier endgültige Klarheit schaffen, und auch jetzt möchte ich mich vor allem darauf beschränken, auf die inneren Widersprüche hinzuweisen, die der Stratigraphie der Verseschichten und den mit ihnen parallelisierten Schichten anhängen.

Nur wenige Kilometer weit vom Ebbegebirge liegen im Gebiet nordöstlich Engelskirchen auf Bl. Lindlar bei Bickenbach Grauwacken und Tonschiefer,

die von A. Fuchs als Verseschichten angesehen wurden. Diese Schichten sollten ungefähr dasselbe Alter wie die als Ebbesandstein (tuv_3) östlich und südlich von Marienheide dargestellten Quarzite haben. Durch die Funde von Overath ergab sich jedoch, daß die Grauwacken und Tonschiefer zwischen Engelskirchen und Bickenbach zu den Siegener Schichten zu rechnen sind. Auch der angebliche Ebbesandstein (tuv_3) bei Marienheide und westlich Kierspe-Meinerzhagen besitzt in Wirklichkeit kein Gedinne-Alter, sondern stellt das normale Liegende der Remscheider Schichten und des Keratophyrtuffes dar, nämlich Rimmertquarzit, der normal die Keratophyrdecke unterteuft. Dasselbe gilt von anderen Horizonten des sogenannten Ebbesandsteins im eigentlichen Ebbegebirge. Hier liegt teilweise transgredierender Rimmertquarzit vor.

Die Unterlage der transgredierenden Oberkoblenz-Schichten westlich Meinerzhagen (auf der geologischen Karte tuv_3) wird von Grauwackenführenden Schichten und roten Schiefern (Grauwackenführende Zone (tuv_2) und Bunte Ebbeschichten (tue)) gebildet. Auch von diesen Schichten dürfte ein großer Teil im Alter den Grauwacken und Tonschiefern von Engelskirchen entsprechen, d. h. den Wahnbach- und Bensberger Schichten angehören und zu den Siegener Schichten zu rechnen sein. Wenigstens trifft das für die Grauwackenführenden Schichten des westlichen Ebbegebirges zu, um so mehr die hier gefundene dürftige Fauna von *Modiolopsis ekpempousa* Fuchs, Leperditien und Beyrichien sich auch bei Overath in den Bensberger und Wahnbachschichten wiedergefunden hat.

Die Lagerungsverhältnisse im östlichen Ebbegebirge und die Fauna, die dort gefunden wurde, scheinen dieser Auffassung entgegenzustehen. Man kennt von dort aus den Herscheider Schiefern (tuv_1), der Grauwackenführenden Zone (tuv_2) und dem Ebbesandstein (tuv_3), die bekannte Versefauna. Vor allem in den höchsten Zonen der Herscheider Schiefer (tuv_1) bei Köbbinghausen und Hüinghausen, ist diese Gedinne-Fauna bekannt geworden. Es ist nun eigentümlich, daß im Westen der Ebbe die gleiche Fauna, die im Osten in Ebbesandstein (tuv_3) und der Grauwackenführenden Zonen (tuv_2) so häufig vorkommt, fehlt. Denn hier ist der Ebbesandstein fossilleer, und die Grauwackenführende Zone führt die auch in den Wahnbachschichten vorkommende indifferente Fauna (Bl. Herscheid). Diese Tatsache erklärt sich aber ganz einfach daraus, daß, wie oben schon angegeben, im Westen die Verseschichten sich aus den fossilleeren Rimmert-Schichten und den fossilarmen höheren Wahnbachschichten und Bensberger Schichten zusammensetzen. Es sind also in den Stufen tuv_2, tuv_3 und tue nicht immer gleichaltrige Schichten enthalten, sondern ungleichaltrige Sedimente miteinander parallelisiert worden, wie das beispielsweise im Harz unter dem Begriff der Wiederschiefer früher auch geschehen ist. Daß dies der Fall ist, kann man daran feststellen, daß unter der von W. E. Schmidt auf Bl. Plettenberg und Attendorn ausgeschiedenen Grauwackenführende Stufe (tuv_2) ganz andere Gesteine zur Darstellung gebracht sind, als unter der gleichen Stufe im Westen des Gebirges durch Fuchs. Die Schichten der Grauwackenführenden Zone (tuv_2) von Plettenberg entsprechen den hohen Horizonten der Herscheider Schiefer (tuv_1) bei Köbbinghausen und Hüinghausen, während die Gesteine der Grauwackenführenden Zone (tuv_2) beispielsweise an der Bahn zwischen Station Birkenhof und dem Tunnel bei Hüinghausen nichts mit den unter gleichem Symbol ausgeschiedenen Schichten bei Plettenberg (z. B. Bermke) zu tun haben.

Was nun das absolute Alter der faunenführenden Schichten von Köbbinghausen anbetrifft, so liegt hier eine Gedinne-Fauna vor, die von FUCHS mit bekannten Gedinne-Vorkommen in Frankreich und Belgien verglichen ist. Es wird ferner von FUCHS und W. E. SCHMIDT betont, daß die gleiche Fauna sowohl in den Herscheider Schiefern (tuv_1) als auch in der Grauwackenführenden Zone (tuv_2) und im Ebbesandstein (tuv_3) zu finden ist. Fossillisten werden in den Erläuterungen zu Bl. Herscheid, Plettenberg und Attendorn gegeben. Es läßt sich jedoch erkennen, daß die Fauna in den Herscheider Schiefern (tuv_1) viel reicher ist als in der Grauwackenführenden Zone (tuv_2) und im Ebbesandstein (tuv_3). Nach den Erläuterungen von Blatt Plettenberg und Attendorn kommen in den beiden oberen Stufen der Verseschichten vor:

Orthis fornicatimcurvata FUCHS
Orthis torifera FUCHS
Strophomena rhomboidalis WAHLBG.
Rhynchonella sp.
Rhynchonella saepecostata FUCHS
Dipterophora triculta FUCHS
Pterinea
Modiomorpha sp.
Tentaculites sp.
Cryphaeus sive Acaste sp.

Die Fauna enthält Arten, die auch im Koblenz und in den Siegener Schichten vorkommen, so z. B.

Strophomena rhomboidalis WAHLBG.
Orthis fornicatimcurvata FUCHS[1])
Orthis torifera FUCHS[2]).

Einige andere Arten sind von FUCHS neu aufgestellt und erlauben daher keine Parallelisierung. Die anderen nur nach ihrer Spezies bekannten Fossilien geben erst recht keinen Anhaltspunkt. Hinzu kommt, daß ein Teil der Fauna noch aus Horizonten stammt, die zu Schichten gehören, die, wenn man die Kartierung von FUCHS mit der von W. E. SCHMIDT vergleicht, nicht der Grauwackenführenden Zone (tuv_2), sondern den Herscheider Schichten (tuv_1) zugerechnet werden müssen.

Ich glaube deshalb, daß die höheren Verseschichten im Osten der Ebbe nicht mehr zum Gedinne, sondern bereits zu den höchsten Siegener Schichten und wahrscheinlich sogar zu den Unterkoblenzschichten gerechnet werden müssen, und nur die eigentlichen Herscheider Schiefer (tuv_1) beim Gedinne bleiben dürfen. Hierfür spricht schon allein der schroffe Gegensatz zwischen der tonig-kalkigen Fazies der Herscheider Schiefer und der sandig-konglomeratischen Fazies der eigentlichen Verseschichten. Dieser Gegensatz wird durch starke Konglomeratführung in der Grauwackenführenden Zone (tuv_2), wie wir sie aus der Gegend von Remscheid kennen, noch verstärkt.

Auch die Produkte des gleichen Vulkanismus, die sowohl in den Rimmert-Schichten als auch in den Verseschichten (tuv_2—tuv_3) und Bunten Ebbeschich-

[1]) *Orthis fornicatimcurvata Fuchs* nach Mitteilung W. PAECKELMANN's im Bithynischen Koblenz.
[2]) *Orthis torifera Fuchs = Orthis personata Zeiler* cf. FUCHS 1921. S. 353.

ten (tue) in Gestalt von Keratophyren und deren Tuffen auftreten, die aber in den Herscheider Schiefern völlig fehlen, deuten auf zeitliche Zusammengehörigkeit der Verseschichten der östlichen Ebbe mit den Rimmertschichten und nicht mit den Herscheider Schiefern hin.

Endlich ist schwer vorstellbar, daß auf die wenigen Kilometer, die zwischen den Siegener Schichten bei Engelskirchen—Bickenbach und den „Verseschichten" von Meinerzhagen—Marienheide liegen, die gesamten Siegener Schichten, sei es infolge primären Auskeilens, sei es als Folge der Diskordanz an der Basis des Rimmertquarzits zwischen dem angeblichen Gedinne und dem transgredierenden Oberkoblenz verschwinden. Eine solche plötzliche Sedimentschwankung kennt man wenigstens im Streichen der Siegener Schichten nirgends, und starke Winkeldiskordanzen als Folge starker Faltung und Abtragung an der Basis des transgredierenden Rimmertquarzits sind ebenfalls im Ebbegebirge und bei Engelskirchen nicht bekannt geworden. Wesentlich einfacher werden dagegen die tektonischen Verhältnisse erklärt, wenn wir in den Verseschichten (die Herscheider Schiefer sind ausgenommen) und einem Teil der Bunten Ebbeschichten Äquivalente der Siegener Schichten (Wahnbach—Bensberger Schichten, des Unterkoblenz- und der Rimmert-(Oberkoblenz-)Schichten sehen.

3. Das Gebiet von Varste, — Olpe, — Müsen und seine Stellung zum Ebbegebirge und Bensberger Gebiet

a) Die Stellung der Varster Schichten

Nach Denckmann wurden am Nordrand des Siegerlandes im Bezirk der Meßtischblätter Olpe, Kirchhundem und Wingeshausen ein Komplex von Grauwackensandsteinen ausgeschieden und als Varster Schichten bezeichnet. Sie werden von Rimmertschichten überlagert und liegen, wenn wir von einer Stelle bei Silberg, wo dunkle feingeschieferte Tonschiefer das Unterlager bilden, absehen, durchweg auf den Siegener Schichten.

In den Silberger Schiefern, die petrographisch völlig den Herscheider Schiefern entsprechen, wurde von Bergassessor Sorge ein *Spirifer*, und zwar *Spirifer (Quadrifarius) loculatus* Fuchs, gefunden, eine Form, die aus dem Gedinne von Weissmes und Gdoumont bekannt ist.

In den darüber liegenden Varster Schichten, die petrographisch der Grauwackenführenden Zone (tuv_2) und dem Ebbesandstein (tuv_3) entsprechen, fand Denckmann zuerst südlich Silberg und dann an einigen anderen Stellen Versteinerungen, die nach Fuchs der Versefauna zuzurechnen sind.

Stellen wir nun aber auf Grund dieser Fauna die Varster Schichten zum Gedinne, so ergebe sich, wie aus den Lagerungsverhältnissen im Gebiet von Olpe, Kirchhundem und Wingeshausen hervorgeht, daß sie von Norden her auf jüngere Siegener Schichten deckenförmig aufgeschoben sein müßten, eine Tektonik also, die in diesem Gebiet unwahrscheinlich, ja, sogar unmöglich ist. Nimmt man dagegen für die Varster Schichten, wie das auch ihrer Lage zu den Siegener Schichten und Oberkoblenzschichten entspricht, hohes Siegen- oder Unterkoblenzalter an, so ergibt sich daraus am Nordrande des Siegerlandes eine ganz normale Schichtenfolge von den Siegener Schichten bis zum Mitteldevon. Stellt man aber die Varster Schichten ins hohe Siegen oder Unterkoblenz, so wird man nicht umhin können, auch den petrographisch und faunistisch glei-

chen Verseschichten der Ebbe (Ebbesandstein im Osten der Ebbe) dasselbe Alter zuzuweisen.

Die Varster Schichten dürften in ihrer stratigraphischen Stellung im großen und ganzen dem höheren Teil der Bensberger Grauwacke entsprechen. Auch bei Bensberg kann man einen höheren konglomeratisch-quarzitischen, eigentlichen Arkosehorizont und einen tieferen feinsandigen Grauwackenhorizont, der *Rensselaeria crassicosta* führt und der Odenspieler oder Wildberger Grauwacke entspricht, unterscheiden. W. E. Schmidt hat nachgewiesen, daß die Odenspieler (Wildberger) Grauwacke die jüngste Stufe der Siegener Schichten darstellt und von den Varster Schichten überlagert wird.

b) Die Stellung der roten Schiefer von Müsen (Bl. Hilchenbach) und Rahrbach (Bl. Olpe)

α) Die roten Schiefer von Müsen:

Die Annahme Denckmann's, daß die Bunten Schichten von Bensberg zum Gedinne zu rechnen seien, beruht auf einem Vergleich dieser Gesteine mit den Schichten von Müsen und Rahrbach, die Denckmann als Gedinne ansah. Durch den Nachweis, daß es sich bei Bensberg und Overath nicht um Gedinne, sondern um hohe Siegener Schichten handelt, wird auch die Frage des Alters der roten Schiefer am Nordrande des Siegerlandes wieder aktuell.

Der „Horst" von Müsen liegt in der südsüdwestlichen Verlängerung des „Grabens" von Varste—Silberg, der aus Varster und Rimmertschichten, an deren relativ jungem Alter nicht zu zweifeln ist, besteht. Schon aus diesem Grunde erscheint es unwahrscheinlich, daß in der Verlängerung eines „Grabens" mit jungen Schichten ausgerechnet ein „Horst" mit alten Schichten auftreten soll.

Auch bei Müsen treten Varster Schichten auf, und zwar sind das die Quarzite in der Umgebung des Kindelsberges, die von Fuchs als Ebbesandstein bezeichnet sind. Diese Quarzite stellen die unmittelbare Fortsetzung der Varster Schichten des Silberges nach Süden hin dar und werden, wenn das dem Bl. Hilchenbach beigegebene Profil die Lagerungsverhältnisse richtig deutet, von den roten Schiefern von Müsen überlagert. Diese wären demnach ein zeitliches Äquivalent der Bunten Ebbeschichten am Bredeneck (Bl. Attendorn), d. h. eines Rotschieferhorizontes, der älter als die Rimmertschichten und jünger als die Varster Schichten ist. Auch Breddin nimmt an, daß die Müsener Schichten im Alter den Unterkoblenzschichten entsprechen.

Die Tatsache, daß unter den roten Schiefern in der Grube Stahlberg wieder dunkle Schiefer mit einer kleinen Fauna nachgewiesen wurden, die früher von W. E. Schmidt zur Siegen-Stufe gestellt, dann aber mit einer gewissen Reserve als den Verseschichten zugehörig umbestimmt wurde, spricht nicht für das hohe Alter der roten Schiefer. Denn im ersten Falle haben wir in den roten Schiefern die Äquivalente von Bensberg, d. h. Siegener Schichten, im zweiten Falle Schichten über dem Ebbesandstein oder den Varster Schichten (Quarzite!), deren Alter als Gedinne ich aus den oben angeführten Gründen anzweifle.

Die roten Schiefer und Quarzite des Müsener „Horstes" werden auf der geologischen Karte im Westen, Norden und Osten von Störungen gegen die Siegener Schichten abgesetzt. Im Süden dagegen soll Auflage der Siegener Schichten stattfinden. Dies würde natürlich gegen ein jüngeres Alter der Rotschiefer, als es die Varster Schichten besitzen, sprechen. Die auf der Karte und

im Profil (Bl. Hilchenbach) zur Darstellung gebrachte Überlagerung durch Siegener Schichten ist aber bloß Annahme. Denn die Aufschlüsse am Südhang des Müsener „Horstes" sind derartig von Diluvium bedeckt, daß eine klare Entscheidung, ob hier Störung oder normales Auflager vorliegt, nicht zu treffen ist. Man kann deshalb auch im Süden eine Störung zwischen dem Rotschiefer und den Siegener Schichten annehmen. Hierfür spricht sogar die sehr geringe Mächtigkeit der angeblich tiefen Siegener Schichten. Aber auch selbst dann, wenn eine Überlagerung durch Siegener Schichten stattfindet, ist das Alter der roten Schiefer als Gedinne noch keineswegs bewiesen. Wir hätten dann bei Müsen einen Rotschieferhorizont vor uns, der dem Rotschieferhorizont von Rahrbach—Neuenkleusheim entspricht.

β) Die roten Schiefer von Rahrbach—Neuenkleusheim

Während die roten Schiefer von Müsen mit den bunten Ebbeschichten, wie sie aus der Umgebung von Plettenberg bekannt sind, parallelisiert wurden und einen Rotschieferhorizont darstellen, der jünger ist als die Varster Schichten (tu_1vq Bl. Hilchenbach), so liegen in den roten Schiefern von Rahrbach—Neuenkleusheim (Bl. Olpe) und Elben (Bl. Wenden) Rotschiefer vor, die von jüngeren Siegener Schichten überlagert werden. Die Überlagerung durch Crassicosta-Schichten zeigt deutlich das von W. E. Schmidt veröffentlichte Profil des Rahrbacher Tunnels. Aus dieser Überlagerung allein kann jedoch nicht das Alter der roten Schiefer als Gedinne gefolgert werden, solange man das Liegende noch nicht kennt. Überträgt man die Lagerungsverhältnisse von Bensberg auf die von Rahrbach, wie es ja umgekehrt Denckmann tat, so ergibt sich, daß wir unter dem Rotschiefer von Rahrbach wieder Siegener Schichten zu erwarten haben, wie das ja auch bei Bensberg—Overath der Fall ist, wo unter den tiefen Bensberger Arkosen mit *Rensselaeria crassicosta* die Rotschieferfolge und unter diesen (Profil der Gruben Weiß und Berzelius) die Wahnbachschichten mit Flora und Fauna angetroffen wurden.

Neben den Vorkommen von Müsen und Rahrbach lassen sich am Nordrande des ganzen Siegerlandes Rotschiefer im Kontakt mit den Siegener Schichten beobachten. Ihre genaue Stellung, ob über oder unter den Varster Schichten, läßt sich nur von Fall zu Fall entscheiden. Es hat aber den Anschein, als ob hier vorwiegend eine Rotschieferfazies der hohen Siegener Schichten vorliegt. Auf keinen Fall handelt es sich hier um Gedinne.

4. Transgressionen im Unterdevon

Das wahrscheinliche Auflager von Siegener Schichten (Westteil der Ebbe) und Unterkoblenz (Ostteil der Ebbe) auf Gedinne (Herscheider Schiefer) ergibt neue Gesichtspunkte bezüglich der Gliederung und Verbreitung der verschiedenen Stufen der Siegener Schichten. Ist die z. Zt. übliche Dreigliederung in untere (Tonschiefer), mittlere (Rauhflaser) und obere Siegener Schichten (Herdorfer) richtig, so fehlen in der Ebbe die beiden unteren Stufen, nämlich der Tonschiefer und Rauhflaserhorizont. Das Fehlen dieser Schichten kann durch allmähliches Auskeilen der beiden unteren Horizonte nach Norden quer zum Streichen bestimmt oder auch nur scheinbar sein und durch Fazieswechsel erklärt werden. Jedoch ist das erstere wahrscheinlicher, denn linksrheinisch im Venngebiet ist von Wunstorf das Fehlen des Tonschieferhorizontes zwischen dem Gedinne und dem Seifener Horizont nachgewiesen. Hier transgredieren die Rauhflaserschichten, und der Tonschieferhorizont fehlt. Es ist

deshalb wahrscheinlich, daß im westlichen Ebbegebirge nur noch die hohen Siegener Schichten in der Fazies der Bensberger und Wahnbachschichten vorhanden sind und transgredierender Rauhflaser- und Tonschieferhorizont aber nicht mehr zur Ablagerung kamen.

In der Überlagerung der Varster Schichten auf verschiedenen Siegener Stufen und in der Überlagerung des Ebbesandsteins (tuv_3), im Osten der Ebbe über Herscheider Schiefern (tuv_1) und der Grauwackenführenden Zone (tuv_2) im Sinne W. E. Schmidt's würde dann eine Transgression der Unterkoblenzschichten zum Ausdruck kommen. Zu ähnlichen Schlüssen kommen W. E. Schmidt und Breddin, wenn auch der erstere eine abweichende Stratigraphie seinen Folgerungen zugrunde legt.

Die Transgression der Oberkoblenzschichten, des sog. Rimmertquarzits, ist durch die Arbeiten von A. Fuchs und J. Spriestersbach bekannt geworden.

5. Die Wahnbachschichten im linksrheinischen Schiefergebirge

Durch die Arbeiten von Wunstorf am Südrande des Vennsattels sind in den als Schleidener und Heimbachschichten bezeichneten Schichtsystemen zahlreiche Reste von Panzerfischen gefunden worden, und zwar aus den Heimbachschichten, nach den Bestimmungen von Gross:

Pteraspis dunensis Roem.
Acanthaspis heintzi n. sp. Gross.

Neben diesen Panzerfischen findet sich eine der *Limoptera rhenana* Frech nahestehende Form, ferner *Beyrichia devonica J. u. K.* und ein Exemplar von *Rensselaeria (Trigeria) confluentina* Fuchs, endlich auch Schichten mit *Modiola antiqua* Goldf. und nach mündlicher Mitteilung von Herrn Fuchs *Modiolopsis ekpempousa* Fuchs. Die Heimbachschichten werden von Wunstorf zum tiefsten Unterkoblenz gerechnet, während sie A. Quaas zu den Siegener Schichten stellt. Mir erscheint die Quaas'sche Deutung einleuchtender, denn es kommen beinahe alle Fossilien der Heimbachschichten auch in den Wahnbachschichten vor. Ferner stellt das Auftreten der *Rensselaeria confluentina* in den Heimbachschichten keinen Beweis für das Unterkoblenzalter dieser Stufe dar, denn *Rensselaeria confluentina* kommt in den Wahnbachschichten und in den Bensberger Schichten, endlich auch in den Herdorfer Schichten zusammen mit *Rensselaeria strigiceps* und *Rensselaeria crassicosta* vor. Ihr Auftreten kann also genau so für Siegener Alter sprechen. Dieselbe Fauna wie die Heimbachschichten führen die überlagernden Schleidener Schichten, was von Wunstorf selbst bestätigt wird. Auch sie sind erfüllt von Panzerfischen und deren Begleitfauna. Unter den Panzerfischen findet sich nicht eine Art, die nicht aus den Wahnbachschichten bei Overath bekannt wäre, während eine typische Unterkoblenzfauna, wie wir sie von Oberstadtfeld kennen, und die ihrerseits ja auch den *Pteraspis dunensis* enthält, nicht gefunden ist. Aus den Schleidener Schichten kennen wir nach W. Gross folgende Fische:

Pteraspis dunensis Roem.
Machaeracanthus kayseri Kegel
Drepanaspis schrieli n. sp. Gross
Porolepis posnaniensis Kade
Onchus major n. sp. Gross
Acanthaspis heintzi n. sp. Gross.

Zusammenfassend bemerke ich, daß sowohl nach ihrer Fauna als auch nach dem petrographischen Habitus ihrer Gesteine die Heimbachschichten und die Schleidener Schichten den Wahnbachschichten der Siegener Stufe näher stehen als dem Unterkoblenz. Dagegen würden die fossilarmen Reifferscheider Schichten ein Äquivalent der Varster Schichten und des höheren Teiles der Bensberger Arkose darstellen, auf die dann wahrscheinlich mit einer Lücke in der Sedimentation das Oberkoblenz folgt.

Ähnliche Lagerungsverhältnisse kennen wir durch A. Ebert im Gebiet des Ahrtales, wo in den sogenannten Effelsberger Schichten bei Wald eine Panzerfischfauna gefunden wurde. Die Lagerungsverhältnisse lassen sich unschwer mit den von Wunstorf am Südrande des Venns geschilderten vergleichen. M. E. haben wir in den Effelsberger Schichten ebenfalls ein Äquivalent der Wahnbachschichten vor uns. Wir kennen von Wald nach W. Gross:

Pteraspis dunensis Roem.
Porolepis posnaniensis Kade
Drepanaspis schrieli n. sp. Gross.

Vergleichende Tabelle der wichtigsten unterdevonischen Fischfundpunkte des nördlichen Rheinischen Schwefelgebirges[3])

Wahnbach-Schichten Overath	Schleidener-Schichten Verschiedene Fundpunkte	Heimbach-Schichten Verschiedene Fundpunkte	Effelsberger-Schichten Wald
Pteraspis dunensis Roem.	*Pteraspis dunensis* Roem.	*Pteraspis dunensis* Roem.	*Pteraspis dunensis* Roem.
Pteraspis rotunda n. sp. Gross.	—	—	—
Drepanaspis schrieli n. sp. Gross.	*Drepanaspis schrieli* n. sp. Gross.	—	*Drepanaspis schrieli* n. sp. Gross.
Cephalaspis diensti n. sp. Gross.	—	—	—
Acanthaspis heintzi n. sp. Gross.	*Acanthaspis heintzi* n. sp. Gross.	*Acanthaspis heintzi* n. sp. Gross.	—
Acanthaspis subtilis n. sp. Gross.	—	—	—
Onchus major n. sp. Gross	*Ochus major* n. sp. Gross.	—	—
Gyracanthus convexus n. sp. Gross.	—	—	—
Machaeracanthus kayseri Kegel	*Machaeracanthus kayseri* Kegel	—	—
Porolepis posnaniensis Kade	*Porolepis posnaniensis* Kade	—	*Porolepis posnaniensis* Kade

6. Die Hunsrückschieferfrage

Während aus dem mittelrheinischen Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges das normale Profil Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, Unterkoblenzschichten bekannt ist, tritt im Norden, sowohl linksrheinisch wie rechtsrheinisch,

[3]) Nach Bestimmungen von W. Gross.

schon mit den oberen Siegener Schichten beginnend, eine andere Fazies auf, die die Nähe des devonischen Nordlandes verkündet. Über den Rauhflasern der Siegener Schichten treten hier Schichten auf, die sich bereits von den Herdorfer Schichten faziell und faunistisch unterscheiden. Vor allem läßt sich in Gestalt der Wahnbach- und Bensberger Schichten ein Horizont verfolgen, der sein Äquivalent sowohl im nördlichen Siegerland (Odenspieler Schichten) als auch im Gebiet des südlichen Vennsattels (Heimbachschichten, Schleidener Schichten) hat. Er ist charakterisiert durch das häufige Auftreten von Panzerfischen und einer Seichtwasserfauna, unter der sich *Rensselaeria crassicosta* und *Rensselaeria confluentina* befinden. Er wird überlagert von Schichten (Varster Schichten, Wallerhauser Schichten, Reifferscheider Schichten), die jünger sein müssen als hohe Siegener Stufe, aber älter als der Koblenzquarzit, d. h. wahrscheinlich zum Unterkoblenz zu rechnen sind.

Es fehlt danach zwischen den Unterkoblenz- und den Siegener Schichten der Hunsrückschiefer. Daß das Fehlen des Hunsrückschiefers tektonisch oder primär bedingt ist, erscheint mir weniger wahrscheinlich. Ich glaube vielmehr, in dem Verschwinden des Hunsrückschiefers nach Nordwesten zu ein Faziesproblem zu erblicken, und halte, wie das bereits Quiring andeutungsweise ausgesprochen hat, die Wahnbachschichten für ein fazielles Äquivalent des Hunsrückschiefers. Das Auftreten des Leitfossils der Siegener Schichten, der *Rensselaeria crassicosta*, die ein Seichtwasserfossil darstellt, braucht nicht unbedingt gegen diese Anschauung zu sprechen. Die oben angedeutete Ansicht glaube ich, durch einige neue Fossilfunde in den Wahnbachschichten erhärten zu können. So stammt der einzige bis jetzt aus den Siegener Schichten bekannte Goniatit[4]) aus den Wahnbachschichten des Steinbruches Heider bei Overath. Es handelt sich um den aus dem Hunsrückschiefer bekannten *Aphyllites falcistria* Fuchs. Drepanaspiden und Acanthaspiden, die in mehreren Arten aus dem Overather Steinbruch und aus den linksrheinischem Gebiet bekannt sind, kennen wir gleichfalls aus dem Hunsrückschiefer.

Auch die Pflanzen der Wahnbachschichten kommen im Hunsrückschiefer vor, so z. B.

Taeniocrada dubia Kr. u. Weyl (nach Kutscher).
Drepanofycus spinaeformis Göppert (nach Quiring).
Sciadophyton Steinmanni Kr. u. Weyl (nach Quiring).

Ich sehe deshalb in den Wahnbachschichten und dem unteren Teil der Bensberger Schichten sowie in ihren Äquivalenten im nördlichen Siegerland, im Ahrgebiet und am Südflügel des Vennsattels bis nach Belgien hinein (Schichten von Wihéries) Vertreter des Hunsrückschiefers.

7. Zusammenfassung

Vorbehaltlich der in vielen Einzelheiten noch erforderlichen Klärung, die nur in eingehender Zusammenarbeit mit dem geologischen Bearbeiter des Ebbegebietes, Herrn Professor Dr. Fuchs, geschehen kann, ergeben sich für die 2. Auflage der „Geologisch-Tektonischen Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges" folgende neue Gesichtspunkte:

1. Die gesamten Schichten des Bensberger Erzbezirkes sind nicht Gedinne, sondern Siegener Schichten. In ihrem höchsten Teil sind sie vielleicht schon

[4]) Gefunden und bestimmt von H. Schmidt anläßlich eines Besuches des Overather Fischfundpunktes.

Unterkoblenz. Gedinne ist hier sowie am Nordrand des Siegerlandes mit Ausnahme von Silberg nicht vorhanden. Die bei Rahrbach und Müsen auftretenden roten Schiefer gehören zum Teil zu den Siegener Schichten, z. T. wohl ins Unterkoblenz.

2. Die Varster Schichten sind ebenfalls kein Gedinne, sondern wahrscheinlich höchste Siegener Schichten oder Unterkoblenz. Ihre Deutung als Gedinne führt trotz der in ihnen enthaltenen Fossilien zu einer unvorstellbaren Tektonik.

3. Die tiefen Siegener Schichten Denckmann's am Nordrande des Siegerlandes sind fast durchweg hohe Siegener Schichten.

4. Die Verseschichten der Ebbe (tuv_2 z. T. und tuv_3) sind Vertreter der hohen Siegener und Unterkoblenzschichten. Die Bunten Ebbeschichten sind teils Äquivalente der Bensberger Rotschiefer, teils gehören sie auch dem Unterkoblenz an und sind mit den Müsener Schichten zu parallelisieren. Beim Gedinne verbleiben nur die Herscheider Schiefer (tuv_1) und ein Teil der Grauwackenführenden Zone (tuv_2). Dasselbe gilt für die Verse- und Ebbeschichten bei Remscheid—Solingen. Teile des Ebbesandsteins sind Rimmert-(Oberkoblenz)-Schichten.

5. Die Wahnbachschichten und tieferen Bensberger Schichten haben ihre Äquivalente linksrheinisch am Südflügel des Venns und in der Eifel. Es sind die Schleidener, Heimbach- und Effelsberger Schichten.

6. In den Wahnbachschichten und ihren Äquivalenten im nördlichen Siegerlande und der Eifel dürfte die fazielle Vertretung des Hunsrückschiefers zu suchen sein. Der einzige bis jetzt aus den Wahnbachschichten bekannte Goniatit ist ein Leitfossil des Hunsrückschiefers.

7. Aus den neuen stratigraphischen Ergebnissen geht hervor, daß es eine Siegerländer Hauptüberschiebung im Sinne Denckmann's nicht gibt. Dagegen kennen wir eine Überschiebung zwischen Siegener Schichten einerseits und dem Mitteldevon und Oberkoblenz des Bergischen Landes andererseits. Sie verläuft von Bergisch-Gladbach über Immekeppel — Hohkeppel bis nördlich Engelskirchen und dürfte als rechtsrheinische Fortsetzung der Venn-Überschiebung aufzufassen sein. Ich nenne sie die „Bergische Überschiebung".

Wichtigste Literatur

Breddin, H.: Über Denckmann's „Siegerländer Hauptüberschiebung". — Cbl. Min. usw. 1922.

— & Richter, M.: Exkursionsführer durch das Oberbergische. — Ber. niederrh. geol. Ver. 1922.

Denckmann, A.: Die Überschiebung des alten Unterdevons zwischen Siegburg an der Sieg und Bielstein im Kr. Olpe. — von Koenen-Festschrift. Stuttgart 1907.

Fuchs, A.: Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels. — Dies. Jb. 1915, II.

—: Über die Beziehungen des sauerländischen Faziesgebietes usw. — Dies Jb. 1921.

Henke, W.: Die Stratigraphie der Siegener Schichten. — Sber. naturh. Ver. preuß. Rheinl. 1925.

—: Beiträge zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten usw. — Jber. siegerl. Bergbauhilfskasse 1928/29.

Quiring, H.: Die Stratigraphie-Stellung der Unterdevonflora Kräusels und Weylands. — Cbl. Min. usw. 1931.

—: Neue Beiträge zur Geologie des Siegerlandes und Westerwaldes. T. III. — Dies. Jb. 1932.

Schmidt, W. E.: Das nordöstliche Ende des Ebbesattels. — Dies. Jb. 1919, T. II.

—: Die roten Gedinne-Schichten von Müsen. — Dies. Jb. 1925.

Schriel, W.: Vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Stellung der Wahnbachschichten und der Bensberger Schichten des Bergischen Landes. — Dies. Jb. 1931.

SPRIESTERSBACH, K.: Vorläufige Mitteilung über die stratigraphische Gliederung des engeren Bensberger Erzdistriktes. — Cbl. Min. usw. 1929.
STEINMANN, G., & ELBERSKIRCH: Neue bemerkenswerte Funde im ältesten Unterdevon des Wahnbachtales bei Siegburg. — Sber. naturh. Ver. preuß. Rheinl. 1929.
WUNSTORF, W.: Die Siegener Schichten bei Monschau. — Dies. Jb. 1931.
—: Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Vennsattels. — Sber. preuß. geol. L.-A. 1931.
ZELENY, V.: Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt und seine Beziehungen zu den Blei-Zink-Erzgängen. — Arch. Lagerst.-Forsch., 7, 1912.

Karten

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000:
Blatt Plettenberg
„ Attendorn
„ Altena
„ Herscheid
„ Meinerzhagen
„ Gummersbach
„ Mülheim
„ Olpe
„ Kirchhundem
„ Wenden
„ Hilchenbach
} mit Erläuterungen
FUCHS, A.: Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes 1:100 000. 1928.

Das Tertiär am Minderberge (Grube Stößchen)

Von Otto Burre, Berlin

Mit 2 Abbildungen

Inhalt

Seite
Einleitung 891
1. Oberflächengestaltung 891
2. Das Liegende des Tertiärs 892
3. Tertiär 893
a) Eozän 893
b) Oberoligozän (Vallendarer Schichten) 893
c) Untermiozän 894
d) Basalt und Basalttuff 898
e) Obermiozän 900
4. Lagerung 903
Zusammenfassung 904

Einleitung

Das Vorkommen von tertiären Ablagerungen am Minderberge ist unter der Ortsangabe „Grube Stößchen" schon lange bekannt, da die untermiozänen, Blätterkohle führenden Schichten viele tierische und pflanzliche Versteinerungen geliefert haben. Die erste Beschreibung des Tertiärs gab von Dechen (1861, S. 307), der er dann später noch mancherlei Ergänzungen zufügte (1884, S. 592). Einige neue Beiträge lieferte Heusler (S. 32 und 131).

Die bei der Kartierung dieses Gebietes gemachten Beobachtungen führen jedoch zu einer von der bisherigen Auffassung z. T. beträchtlich abweichenden Deutung der geologischen Verhältnisse, so daß eine zusammenfassende Darstellung geboten erscheint.

1. Oberflächengestaltung

Der Minderberg (424 m), eine der zahlreichen Basaltkuppen südöstlich des Siebengebirges, liegt an der Straße Linz—Asbach bei dem Kilometerstein 7, wo er zusammen mit dem 200 m nordnordwestlich von ihm gelegenen Mehrberge (447,6 m) gewissermaßen die Eckpfeiler eines nach Nordwesten vorspringenden Teiles der Hochfläche des Gebirges bildet. Diese Hochfläche dehnt sich im Nordosten und Osten in einer Höhe von etwa 340 m über NN weiter aus. Nach Westen und Südwesten fällt das Gelände meist ziemlich steil ab, während es sich nach Süden, nach Ober-Erl, allmählich abdacht. In die Hochfläche sind einige Täler von beträchtlicher Tiefe eingeschnitten.

Der Querschnitt des Eruptivkörpers des Minderberges an der Grenze gegen das Devon hat nicht die sonst übliche Form eines Kreises oder kurzen Ovals, wie sie an den meisten Kuppen der näheren Umgebung, z. B. an dem Mehrberge zu beobachten ist, sondern ist von Süden nach Norden langgestreckt mit

einem ziemlich spitzen, zungenartigen Ausläufer nach Norden (siehe Abb. 1). Im Querprofil (Abb. 2) kommt die stumpfe Kegelform nur in der O—W-Richtung zum Ausdruck, während der Berg in der N—S-Richtung als ein ziemlich langgestreckter Rücken erscheint, dessen Steilabfall im Süden eine flache Abdachung nach Norden gegenübersteht.

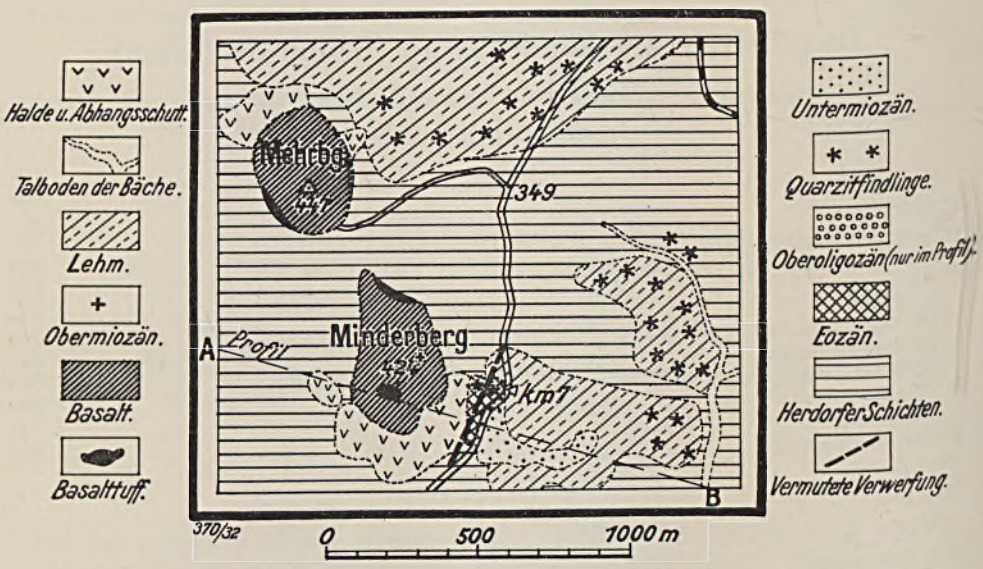


Abb. 1. Geologische Skizze der Umgebung des Minderberges.

2. Das Liegende des Tertiärs

Der Gebirgssockel dieses Gebietes wird von Herdorfer Schichten gebildet, die meist aus milden Tonschiefern mit hier nur ziemlich wenig Einlagerungen von Sandsteinen und Grauwacken bestehen.

Die flache Oberfläche des Devonsockels, die in der oben beschriebenen Hochfläche deutlich zum Ausdruck kommt, ist die präoligozäne Landoberfläche, wie sie für das gesamte Rheinische Schiefergebirge charakteristisch ist.

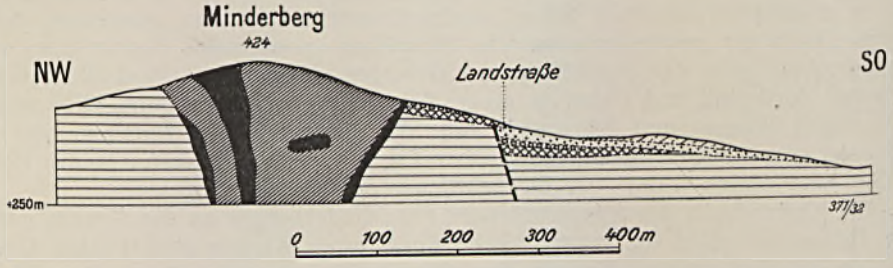


Abb. 2. Profil durch den Minderberg (z. T. schematisch). Zeichenerklärung s. Abb. 1.

3. Tertär

a) Eozän

Die auf der fast ebenen voroligozänen Landoberfläche entstandenen und liegen gebliebenen kaolinischen Verwitterungsprodukte sind uns in Form der sog. Eozäntone erhalten geblieben. Wie weit diese Tone als „Devontone", d. h. als an Ort und Stelle ohne Umlagerung gebildete Massen, oder als „Tertiärtone", d. h. als verfrachtete und an anderer Stelle wieder abgesetzte Massen zu bezeichnen sind, läßt sich bei dem Mangel an geeigneten Aufschlüssen nicht sagen.

Die am S-Hange des Minderberges auf der WNW-Seite der Landstraße bei Kilometerstein 7 aufgeschlossenen Tone sind vorwiegend weiß, z. T. auch etwas rötlich oder auch violett gefärbt. Eine gelegentliche schwache Gelbfärbung scheint sich auf die obersten Partien zu beschränken und dürfte auf eine Verfärbung durch Verwitterung eisenhaltiger Mineralien der den Ton bedeckenden Schuttmassen, vor allem des Basaltes, zurückzuführen sein. Die trocken sehr festen, z. T. etwas sandigen, Tonmassen werden im feuchten Zustande plastisch und gleiten infolgedessen ganz langsam mit dem Abhangsschutt am Berge hinunter und drohen die Straße zu verschütten. Aus den hier abgetragenen Massen ist auf der SO-Seite der Straße eine kleine Halde aufgeschüttet.

Die abgerutschten Tonmassen liegen jetzt auf dem Miozän (siehe Abb. 2), zu dem sie von Dechen (1884, S. 592) offenbar rechnet, wenn er von einem Ausheben der Schichten in der Nähe des Devons spricht. Da aber in dem Ton Blöcke von oberoligozänem Quarzit liegen, die nur durch Abrutschen von oben hineingeraten sein können, muß der Ton älter als Oberoligozän sein. Ebenso fasse ich die von von Dechen (1884, S. 592) in dem Schichtenverzeichnis eines Versuchsschachtes angeführten „weißen grauen Tone" im Hangenden der Braunkohle als abgerutschte Eozäntone auf.

Weitere Anzeichen der präoligozänen kaolinischen Verwitterung haben wir sonst nur in der ziemlich weitverbreiteten Weißfärbung der Verwitterungsdecke auf der Hochfläche. Es handelt sich hier jedoch nur um geringe Reste und Spuren ohne nennenswerte Mächtigkeit.

b) Oberoligozän (Vallendarer Schichten)[1a])

Wie an anderer Stelle bereits ausführlich dargetan ist (Burre, 1930), liegt unser Gebiet etwa im Bereich des Deltas eines oberoligozänen, im wesentlichen von Süden nach Norden fließenden Flusses, dessen Ablagerungen, Sande und Kiese, die Auswaschungs- und Umlagerungsprodukte der Eozäntone sind.

[1a]) Während des Druckes vorliegenden Aufsatzes erhielt ich Kenntnis von der im Sommer 1932 erschienenen Arbeit von Breddin: Das Braunkohlentertiär am Ost- und Südrande der Kölner Bucht, in der (S. 50 ff.) scharf gegen die Annahme eines oberoligozänen Alters der Vallendarer Schotter Stellung genommen wird. Die Behauptung, daß Fliegel 1922 ein eozänes Alter der Vallendarer Schichten nachgewiesen habe, ist irrig. Fliegel schreibt nur, an der von Breddin offenbar gemeinten Stelle S. 33, daß er eher geneigt sei, die Schotter an der Ludwigshütte, die von oberoligozänen Meeressanden überlagert werden und den älteren Schichten ungleichförmig auflagern, zur Älteren Braunkohlenstufe als zu den Vallendarer Schichten zu stellen. Weiter sagt Fliegel (1922, S. 34 und 35), man müsse sich hüten, alle Quarzite auf dem alten Gebirge, als Abtragungsreste einer bestimmten Tertiärstufe aufzufassen, da Quarzite sowohl in der Älteren Braunkohlenstufe als auch in den oberoligozänen Vallendarer Schichten vorkämen. Eine Unterscheidung der Quarzite der verschiedenen

Ein Teil dieser Sande und Gerölle ist später durch Infiltration von Kieselsäure zu Quarziten verfestigt worden.

Diese Vallendarer Schichten sind in unserem Gebiete oberflächlich nur durch Quarzite vertreten, die in Form von Findlingen sowohl auf der Hochfläche als auch an den Hängen im Gehängelehm und -schutt zu finden sind. Bemerkenswert ist das Auftreten großer Mengen von Konglomeratquarziten unter den im Ton liegenden Blöcken (siehe oben).

Das Vorhandensein von oberoligozänen Sanden unter dem Miozän, wie es in dem Profil (Abb. 2) dargestellt ist, schließe ich aus den im Schichtenverzeichnis eines „Versuchsschachtes in nordöstlicher Richtung höher am Abhange" angegebenen „weißen Sanden" (von Dechen, 1884, S. 592). Da in den untermiozänen Schichten der Grube Stößchen sonst nirgends Sande erwähnt werden, derartige weiße Sande aber für die Vallendarer Schichten der näheren Umgebung unseres Gebietes charakteristisch sind (vgl. Burre, 1930). glaube ich, den in dem Versuchsschacht angetroffenen Sanden nur ein oberoligozänes Alter zuschreiben zu können.

c) Untermiozän

Die Verbreitung der untermiozänen Schichten beschränkt sich auf den SO-Hang des Minderberges, wo sie bei weitem nicht die Verbreitung haben, wie von Dechen auf Blatt Mayen seiner Karte von Rheinland und Westfalen darstellt und in den Erläuterungen (1884, S. 592) beschreibt. Eine Ausdehnung bis Erl- oder gar bis Ohlenberg ist nach freundlicher Mitteilung von Herrn Bergrat Hoffmann, der dieses Gebiet kartiert hat, ganz unwahrscheinlich, da hier das Devon an zahlreichen Stellen zutage tritt, bzw. bald unter der, allerdings stellenweise sehr mächtigen, aus devonischen Gesteinen bestehenden Schuttdecke zu erwarten ist.

Da die Baue der im Jahre 1869 stillgelegten Grube Stößchen nicht mehr zugänglich und neuere Aufschlüsse im Miozän am Minderberge so gut wie gar nicht vorhanden sind, kann nur nach der Literatur und einigen in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Proben kurz über die Zusammensetzung dieser Schichten berichtet werden.

Die von von Dechen (1861 und 1884) mitgeteilten, z. T. recht lückenhaften Profile, die nur unsicher miteinander in Verbindung zu bringen sind, lassen darauf schließen, daß die Schichtenfolge nicht ganz einheitlich ist, wie es auch bei den entsprechenden Bildungen am Nordabfall des Siebengebirges (Rott usw.) häufig vorkommt.

Wilckens (1927, S. 122) hat nach von Dechen's Mitteilungen (1884, S. 592) folgendes Schichtenverzeichnis zusammengestellt:

Stufen sei unmöglich. Es kann also keine Rede davon sein, daß „die Bestimmung der quarzigen Liegendschichten [= Vallendarer Schichten] als Oberoligozän schon vor einem Jahrzehnt überholt war".

Der Anschauung Breddin's, daß die Vallendarer Schichten dem Mitteloligozän angehörten, vermag ich mich nicht anzuschließen. Breddin bezeichnet diese Annahme selbst nur als die „zunächst wahrscheinlichste", ist sich also selbst der Unsicherheit seiner Anschauung bewußt.

Es wäre besser, wenn Herr Breddin derartige belehrende Randbemerkungen vermiede, wie er sie S. 50, Fußnote 4, bringt. Sie dienen nicht der Sache. Ob sich die beanstandeten Titel als falsch erweisen werden, erscheint mir noch sehr zweifelhaft. Das Zurechtfinden späterer Forscher in der Literatur wollen wir getrost diesen überlassen.

8.	2,5 m	hellgrauer Ton mit konzentrisch-schaligen Kugeln von Limonit (aus Sphärosiderit hervorgegangen).
7.	bis 4 m	Blätterkohle, z. T. mit Lignit (bis 0,3 m).
6.	?	graubrauner bis gelber sandiger Ton und kieselige Schiefer.
5.	0,78 m	Blätterkohle mit Streifen von schwarzer Kohle.
4.	?	?
3.	1,1 m	Blätterkohle mit Markasit in kleinen Knollen.
2.	0,3—0,6 m	Ton.
1.	?	blaugrauer Sphärosiderit.

Diese Schichtenfolge läßt sich kaum mit den älteren Angaben von Dechen's (1861, S. 307) in Einklang bringen, wo nur von einem Flöz die Rede ist, dessen unterer Teil gewöhnlich 2 Fuß, nur selten 5 Fuß erreicht, während der obere Teil zwischen 6 und 16 Fuß schwankt.

Die Blätterkohle (Dysodil) von der Grube Stößchen entspricht vollkommen derjenigen von Rott. Sie ist meist dünnschichtig und spaltet dann in ebenflächigen oder auch gekrümmten Lagen von etwa 2—3 mm Stärke. Teils ist sie auch dünnschiefrig und zerfällt in papierdünne Blätter. Daneben kommt auch erdige Braunkohle vor.

An zwei Stücken von der Grube Stößchen in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt, einem Ton und einem Stück Braunkohle, fanden sich geringe Reste stark verwitterten Trachyttuffs[1b]), der sich durch kleine Kristalle von Sanidin als solcher erwies. Auffallend ist das ziemlich starke Auftreten von Glimmer in dem Tuff.

Bei den unter 6. des Schichtenverzeichnisses angeführten dünnschiefrigen, kieseligen Schiefern handelt es sich offenbar um die gleichen Kieselschiefer, wie sie aus der Blätterkohle der Gegend von Rott häufig erwähnt werden (Kaiser, von Dechen, 1861, 1884). Von Nöggerath wurden sie als „Verkieselte Papierkohle" bezeichnet[2]).

Am Ostrande der untermiozänen Ablagerungen waren aus einen Fuchsbau einige Stücke von Diatomeenerde ausgeworfen, deren Lage im Schichtenprofil aber nicht festzustellen ist. Die Diatomeenerde besteht aus einer dünnschichtigen bis dünnschiefrigen lockeren, zerreiblichen Masse. Die Farbe ist vorwiegend gelblich weiß; einige Lagen von 1 bis 2 mm Stärke fallen durch mehr graue Färbung auf. Zincken (S. 180) erwähnt von hier bereits „Bergmehl". Soweit sich erkennen läßt, besteht die gesamte Masse nur aus, z. T. angefressenen, Panzern der Gattung *Navicula*.

Die von der Grube Stößchen in großer Zahl bekannt gewordenen und beschriebenen tierischen und pflanzlichen Versteinerungen fanden sich nach von Dechen (1861, S. 307) vorzugsweise in dem „unteren Teil" des einzigen damals von ihm erwähnten einzigen Flözes. Sie sind von Wilckens (1926) mit kritischen Bemerkungen und lückenlosem Literaturverzeichnis in seiner „Fauna und Flora des Bonner Untermiozäns" aufgeführt.

Die Fauna und Flora der Blätterkohlen führenden Ablagerungen am Minderberge zeigt, wie seit langer Zeit bekannt ist, eine vollständige Übereinstimmung mit den übrigen Blätterkohlen führenden Schichten am Südrande

---

[1b]) Dieses ist das südöstlichste Vorkommen von Trachyttuff in der Umgebung des Siebengebirges, das bisher bekannt geworden ist. Vgl. auch Burre 1932 b und 1932 c.

[2]) Nach Zincken S. 180 und 214. Die Originalangabe von Nöggerath habe ich nicht wieder finden können. Kaiser (1897, S. 134) führt auch nur Zincken an.

der Niederrheinischen Bucht, so daß sie mit diesen in ein und dieselbe Stufe zu stellen sind.

Wilckens, der diese Schichten in seinen sämtlichen Arbeiten zum Untermiozän rechnet, weist darauf hin (1926, S. 6, Fußnote 2), daß das bei Rott gefundene *Microbunodon breviceps* Cuv. (*Anthracotherium breviceps* nach Troschel) nach den Angaben von Stehlin ein oberoligozänes Alter der Schichten verlange. Schon vorher hatte Steinmann (1907, S. 17) auf Grund desselben Fundes und des Vorkommens von Litorinellenkalk im Neuwieder Becken, den Schluß gezogen, daß die niederrheinische Braunkohlenformation wahrscheinlich mit den Stufen des Cerithienkalkes, der Cyrenenmergel und des Litorinellenkalkes des Mainzer Beckens altersgleich sei, also wenigstens zum Teil bereits dem Oberoligozän angehöre, zum größten Teile aber dem Untermiozän entspreche. Fliegel (1910, S. 30) parallelisiert die Blätterkohlen führenden Schichten mit der untermiozänen Braunkohlenformation am Niederrhein. Klüpfel, der diese Schichten früher (1929, S. 132) zum oberen Burdigal rechnete, stellt sie neuerdings (1932, Tabelle) in das Chattium (Oberoligozän). Mordziol parallelisierte 1909 die Braunkohlen führenden Schichten des Siebengebirges und Vallendarer Schichten mit der Hydrobienkalkstufe und Cerithienkalkstufe des Mainzer Beckens.

Ahrens (S. 348) rechnet sogar die im Liegenden der Blätterkohlen führenden Schichten an den Kunksköpfen im Neuwieder Becken auftretenden Vallendarer Schotter, die mit den „Quarzigen Liegenden Schichten der Siebengebirgsumgebung nicht nur genetisch, sondern auch stratigraphisch gleichzusetzen sind" (S. 327), zum Untermiozän (S. 370). Ahrens betont aber, „daß es sich bei der Gesamtheit der liegenden Quarzsande und Kiese nicht um einen stratigraphisch einheitlichen Horizont handelt" (S. 326). Ich halte dagegen an dem oberoligozänen Alter der Vallendarer Schichten in der Umgebung des Siebengebirges fest (siehe oben und Burre, 1930).

Muß man auch wohl auf Grund des Fundes von *Microbunodon breviceps* einen Teil dieser Ablagerungen zum Alttertiär stellen, so verlangt doch die übrige Fauna keineswegs unbedingt dieses Alter; die Flora dagegen ist durchaus als untermiozän anzusprechen, wenn auch Formen des Oberoligozäns noch vertreten sind. Ich stütze mich dabei auf Gothan (siehe Ahrens, S. 348), der den Dysodil von den Kunksköpfen paläobotanisch untersucht hat und ihn auf Grund der Übereinstimmung mit den entsprechenden Ablagerungen bei Rott mit Bestimmtheit zum Untermiozän stellt.

Eine genaue Parallelisierung der Blätterkohlen führenden Schichten am Südrande der Niederrheinischen Bucht mit den einzelnen Stufen des Untermiozäns des Mainzer Beckens ist auf Grund der Fauna und Flora nicht möglich. Vielleicht bringt uns aber folgende Überlegung dem Ziele einer feineren Gliederung etwas näher.

Wenn Quiring (S. 59, Fußnote 6) schreibt: „Am Niederrhein hat sich bisher noch kein Hydrobienkalk gefunden", so hat er recht; aber, wenn auch kein „Kalk" vorkommt, so ist doch die *Hydrobia elongata elongata* Fauj. hier nicht unbekannt. Sie findet sich in dem sog. „Muffendorfer Quarzit", richtiger Halbopal (siehe Rauff, 1923, S. 44). Die Lagerungsverhältnisse dieses Vorkommens bei Muffendorf sind nicht ganz geklärt. Ich stimme aber Wilckens (1927, S. 114) darin unbedingt zu, daß das massenhafte Vorkommen der Gerölle an dieser Stelle der Muffendorfer Terrasse (= Oberste Mittelterrasse, vgl.

Burre. 1932 a, S. 249) nur durch ein Anstehen des Halbopals in unmittelbarer Nähe zu erklären ist, zumal Rolle (S. 791) von einem Auftreten großer Blöcke in einer bolartigen Masse spricht. Auf Blatt Godesberg der Geologischen Karte von Preußen ist es als Mittelterrasse dargestellt und beschrieben (Rauff, 1923, S. 44).

Weiter stimme ich mit Wilckens darin überein, daß der Halbopal von Muffendorf auf Grund der nach Wenz (1923—1926) in das Untermiozän gehörenden Fossilien gleichfalls zu dieser Abteilung zu stellen ist. Bei Muffendorf sind nach der Zusammenstellung von Wilckens (1927, S. 114, nach Wenz, 1923—1926) gefunden worden: *Lymnaea weberi* Pohlig, *Galba subpalustris subpalustris* Thomae, *Coretes cornu cornu* Brongn., *Gyraulus trochiformis applanatus* Thomae, *Hydrobia elongata elongata* Faujas. Auch die pflanzlichen Versteinerungen *Nymphaeites weberi* Casp. (Weber *Nymphaea Arethusa* Brongn.), *Carpolites granulatus, Cinnamomum lanceolatum* Heer passen sich durchaus der Fauna der Blätterkohlen führenden Schichten am Südrande der Niederrheinischen Bucht an. Ich rechne diese Ablagerungen, wie auch schon Rolle (S. 789) getan hat, zu den Blätterkohlen führenden Schichten am Südrande der Niederrheinischen Bucht. Halbopal ist in diesen Bildungen eine so häufige Erscheinung, daß hierin nicht nur kein Hinderungsgrund, sondern vielmehr eher ein Beweisgrund liegt.

Das Vorherrschen der genannten Süßwasserformen in Verbindung mit *Hydrobia elongata* läßt darauf schließen, daß das Wasser, in dem diese Bildungen entstanden sind, süß mit geringen brackischen Einschlägen war, was freilich von Rolle (S. 789) bezweifelt wird. Weiter weist Ehrenberg (S. 168) darauf hin, daß die im Dysodil bei Rott gefundenen Diatomeen hauptsächlich Süßwasserformen enthalten, „mit geringer, hie und da bei den Braunkohlenlagern aber doch deutlich hervortretender Beimischung eines brackischen Charakters *(Gallionella lineata, Diplonëis, Cyrtidium (?),* und *Pinnularia rhenana)*". Am Minderberge läßt dagegen das Vorkommen von *Navicula* erkennen, daß es sich hier um reine Süßwasserbildungen handelt.

Nun hat Wenz (1921, S. 168) darauf hingewiesen, daß die zunehmende Aussüßung des Hydrobiensees des Mainzer Beckens, der nach Quiring (S. 59) „eine Ausbuchtung von Mainz über Bingen bis nach Neuwied" gehabt haben muß, einen Abfluß verlangt, der vermutlich in Richtung der Niederrheinischen Bucht zu suchen sei. Quiring (S. 59) sieht in diesem vermutlichen Abfluß „die älteste Anlage des Mittelrheintales", dem auch aus anderen Gründen eine spätuntermiozäne Anlage zugesprochen werden müsse[3]). Die Annahme eines Abflusses des brackischen Hydrobiensees des Mainzer Beckens zur Niederrheinischen Bucht gewinnt somit durch den Nachweis brackischer Einschläge in den sonst meist im Süßwasser entstandenen Blätterkohlen führenden Schichten dieser Gegend, sowie das Auftreten einer Schneckengemeinschaft, wie sie auch im Hydrobienkalk vorkommt (vgl. Wenz, 1921), offensichtlich an Wahrscheinlichkeit.

Wenn ich den Halbopal von Muffendorf mit dem Hydrobienkalk des Mainzer Beckens, als dessen Äquivalente ihn bereits F. Sandberger (nach Rolle, S. 789) angesehen hat, in Verbindung bringe, so soll damit nicht gesagt sein, daß das Muffendorfer Gestein ein verkieselter Kalk sei, wie Wenz (1923, S. 20)

[3]) Klüpfel (1932, S. 105) stellt den Hydrobienkalk des Niewieder Beckens in das Chattium (Oberoligozän).

annimmt[4]). Es kommt in diesem Zusammenhange nur auf die Fauna und ihre Lebensbedingungen an.

Daß am Minderberge nur Süßwasserbildungen nachgewiesen werden konnten, erklärt sich einfach daraus, daß die Blätterkohlenschichten nicht in einem zusammenhängenden See, sondern in einzelnen Tümpeln und Teichen zum Absatz gelangt sind, die sicher nicht alle und nicht immer mit dem vermutlichen Abfluß des Hydrobiensees in Verbindung standen.

Unter diesen Umständen liegt die Vermutung nahe, daß der zum Untermiozän gehörende Teil der Blätterkohle führenden Ablagerungen am Südrande der Niederrheinischen Bucht erst im jüngeren Aquitan — zur Zeit der Hydrobienschichten des Mainzer Beckens — entstanden ist.

Im Einklang mit der Annahme, daß die Blätterkohlen führenden Schichten am Südrande der Niederrheinischen Bucht zum größten Teile erst im oberen Aquitan und nicht am Anfang des Untermiozäns entstanden sind, stehen Feststellungen an der prätrachytischen Landoberfläche dieser Gegend. Die Altersgleichheit der Blätterkohlenschichten mit den Trachyttuffen geht aus der häufig beobachteten Wechsellagerung der beiden hervor (Minderberg, Ödingen, Nordabfall des Siebengebirges u. a.). Die prätrachytische Landoberfläche wird besonders in seinem südlichen Teile von einer kuppigen Landschaft gebildet, die nur durch Erosion der fast ebenen präoligozänen Landoberfläche entstanden sein kann. Zwischen dem Ausgange des Alttertiärs und dem Absatz der Tuffe und damit dem der Blätterkohlenschichten oder eines Teiles von ihnen muß also eine Zeitspanne liegen, in der die Erosion zur Wirkung gelangen konnte (vgl. BURRE, 1932 b und 1932 c)[5]).

Ich komme also zu folgendem Schluß: Solange *Microbunodon breviceps* unbedingt für oberoligozänes Alter spricht, ist ein Teil der Blätterkohlen führenden Schichten bereits im Alttertiär entstanden. Der größte Teil gehört jedoch ohne Frage dem Untermiozän an. Es lassen sich Wahrscheinlichkeitsgründe dafür anführen, daß die Bildung dieses Teiles erst im jüngeren Aquitan, zur Zeit der Hydrobienschichten erfolgt ist.

d) Basalt und Basalttuff

Die Basaltkuppe des Minderberges, der die Hochfläche um etwa 80 m überragt, unterscheidet sich sowohl durch die eigentümliche Bergform, wie sie im Abschnitt 1 bereits ausführlich beschrieben ist, als auch durch das Auftreten

---

[4]) WENZ verweist an der angegebenen Stelle auf das Muffendorfer Vorkommen gelegentlich der von WEISSERMEL beschriebenen verkieselten Kalktuffe in der Braunkohle des Geiseltales. Diese Verkieselungen, die mir Herr WEISSERMEL dankenswerterweise zum Vergleich zur Verfügung gestellt hat, weichen aber vollständig von dem Muffendorfer Gestein ab. — Die Untersuchungen über die Entstehung des Muffendorfer Gesteins sind noch nicht abgeschlossen. Ich gedenke später darüber zu berichten.

[5]) Man könnte geneigt sein, mir hier den Vorwurf des circulus vitiosus zu machen, da ich in dem Nachtrage aus dem Vorkommen von Trachytuff in den Blätterkohlenschichten des Minderberges Schlüsse über das Alter des Trachytuffes gezogen hätte und nun hier umgekehrt aus dem Alter des Trachytuffes auf das Alter der Blätterkohlenschichten schlösse. In dem Nachtrage sollte jedoch nur die aus der Erosion geschlossene Zeitspanne genauer präzisiert werden, während hier auf die prinzipielle Übereinstimmung der aus verschiedenen Beobachtungen gezogenen Schlußfolgerungen hingewiesen werden soll.

größerer Tuffmassen im Innern von den meisten Basaltdurchbrüchen des westlichen Westerwaldes.

Vergleicht man die heutigen Aufschlüsse in dem großen Steinbruch im südlichen Teile des Minderberges mit den früheren Abbildungen (Heusler) und Beschreibungen (Philippson, Pohlig, von Dechen, 1879), so ergibt sich, daß die Verteilung der an dem Aufbau beteiligten Gesteine, Basalt und Tuff außerordentlich wechselnd ist.

Die meilerförmige Stellung der Säulen, die nach der Abbildung von Heusler einst prächtig aufgeschlossen war, ist noch deutlich zu erkennen. Die Säulen sind von wechselnder Stärke; 30—40 cm Durchmesser dürfte als die Regel zu bezeichnen sein. Früher sind nach Pohlig (S. 62) häufiger solche bis zu 10 cm herab vorgekommen. Dieser beobachtete auch nahe der Oberfläche kleine Säulchen von 10 bis 30 cm Länge und 1—4 cm Dicke.

Besonders bemerkenswert ist aber das Auftreten größerer Tuffmassen nicht nur am Rande des Basaltkörpers, des sog. Grenztuffes, sondern auch im Innern.

von Dechen (1879, S. 389) gibt eine ausführliche Beschreibung von verschiedenen Wechsellagerungen von Basalt und Basalttuff. Heute ist nur eine große Tuffmasse in dem einen noch vorhandenen großen Steinbruche aufgeschlossen, die von dem Gipfel des Berges zu der recht tiefliegenden Sohle reicht[6]).

Weiter konnte Tuff am Nordostrande des Eruptivkörpers nachgewiesen werden (siehe Abb. 1). Hier handelt es sich wahrscheinlich um normalen Grenztuff, der aber vielleicht nicht mehr an seiner ursprünglichen Stelle liegt (siehe unten). Vermutlich ist auch an den anderen Grenzen des Basaltkörpers gleichfalls Tuff vorhanden, wie in Abb. 2 angedeutet ist.

Der Ansicht von Rauff & Kaiser (S. 288), daß die eigenartigen Strukturformen der Tuffe auf dem Basalt des Minderberges durch Herabstürzen größerer Tuffmassen von den Kraterwänden auf den Lavakern zu erklären seien, vermag ich mich nicht anzuschließen, da, wie der tiefergehende Steinbruchsbetrieb gezeigt hat, die Tuffmasse sehr weit in die Tiefe reicht und rings von Basalt umgeben ist. Man müßte sonst ein verhältnismäßig enges und recht tiefes Loch in dem bereits erstarrten Lavakern annehmen, da das Herabfallen nach Rauff & Kaiser erst nach Erlöschen der vulkanischen Tätigkeit erfolgt sein soll. Dagegen stimme ich durchaus der Ansicht der beiden Forscher zu, daß es sich bei dem Minderberge um einen Stratovulkan handelt, dessen Lava in die Tuffmassen in Form von Apophysen eingedrungen ist. Ob die Lava dabei die Erdoberfläche erreichte, wie Laspeyres (S. 118) für Trichterkuppen annimmt, oder ob sie in den Tuffmassen stecken geblieben ist, wobei der Tuff zum Teil gehoben wurde, wie Philippson (S. 204 und Taf. 3, Abb. 5) meint, ist generell nicht zu entscheiden. Wahrscheinlich sind beide Fälle am Minderberge eingetreten.

Das nördliche, zungenartig vorspringende Ende des Basaltkörpers halte ich für eine Apophyse, die den Tuffmantel durchbrochen und sich nach hier ergossen hat. Vielleicht ist aber auch der ganze nördliche Teil des Eruptivkörpers überhaupt eine gewaltige Apophyse, die sich intrusiv zwischen Tertiär und Devon ergossen hat und heute als kurze Decke auf dem Devon erscheint. Der

[6]) Die Darstellung der Tuffe in dem Profil (Abb. 2) ist natürlich nur schematisch.

am Nordostrande liegende Tuff müßte dann als ein dorthin geschobenes Stück Grenztuff angesprochen werden (siehe oben).

Der Hauptzubringerkanal der Lava ist im südlichen Teile anzunehmen, wie sich aus der meilerartigen Stellung der Säulen in diesem Teile ergibt. Ob auch im nördlichen Teile noch weitere Zubringerkanäle vorhanden sind, ist wegen des Mangels an Aufschlüssen nicht zu sagen.

Der Basalt des Minderberges ist ein Feldspatbasalt. Augit kommt, außer in der Grundmasse, auch in ziemlich vereinzelten Einsprenglingen vor, die vielfach korrodiert oder auch in einzelne Bruchstücke aufgelöst sind. Plagioklas tritt sowohl als Einsprengling in kleinen Leisten oder auch Täfelchen, als auch in zahlreichen Nadeln in der Grundmasse auf. Der Olivin ist nur selten frisch. Zum größten Teil ist er in Serpentin umgewandelt. Zum Teil zeigt er auch Ausscheidungen von Limonit. Glas ist spärlich vorhanden. Magnetit tritt in wechselnder Menge auf. Brauns erwähnt vom Minderberge außerdem Korund, Graphit, Apophyllit, Natrolith, Phillipsit, Chabasit, Calcit, Aragonit. Nöggerath (S. 245) fand im Basalt des Minderberges einen Einschluß von Granit.

Die Tuffmassen sind teils locker, teils schwach verfestigt. Sie bestehen aus einem unregelmäßigen Gemisch von basaltischen Auswürflingen verschiedener Gestalt und Größe. Größere Bomben sind ziemlich spärlich vertreten. Dazu kommen große Mengen von Gesteinsfragmenten der durchschlagenen Schichten. Schichtung ist nur gelegentlich zu beobachten.

Basalttuff und Basalt sind ohne Frage jünger als die untermiozänen Sedimente am Südhange des Minderberges. Diese fallen mit den Ausbrüchen des Trachyttuffes zusammen, wie sich aus der Einschaltung von Resten dieses Gesteins zwischen den Sedimenten ergibt (siehe oben). Die basaltischen Ergüsse des Siebengebirges und seiner Umgebung sind aber jünger als die Trachyttuffe und Trachyte und Andesite, in denen sie vielfach als Gänge vorkommen. Das Auftreten von Resten obermiozäner Schichten (siehe den folgenden Abschnitt) auf dem Eruptivkörper des Minderberges läßt darauf schließen, daß dieser älter als Obermiozän ist. In welchen Abschnitt des Miozäns seine Entstehung zu verlegen ist, läßt sich nicht entscheiden. Gegen ein obermiozänes Alter spricht die von den obermiozänen Ergüssen des Hohen Westerwaldes und des etwa 10 km östlich vom Minderberges gelegenen Büchel bei Bertenau abweichende Ausbildung des Basaltes (vgl. Ahrens & Burre).

c) Obermiozän

Auf der Kuppe des Minderberges fanden sich zwei Blöcke eines kieseligen Gesteins von etwa $25 \times 20 \times 20$ cm und $60 \times 40 \times 35$ cm Größe. Nach den darin vorkommenden Versteinerungen handelt es sich um Reste obermiozäner Schichten.

Herr Schmierer hatte die Freundlichkeit, die Schnecken zu bestimmen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche. Er schreibt dazu folgendes:

„Es lag nahe, das von Herrn Burre am Minderberg gesammelte Material mit dem von Muffendorf zu vergleichen. Die Gleichalterigkeit konnte nicht allein auf Grund der Gesteinsbeschaffenheit und der Erhaltung der Fossilien vermutet werden, sondern auch nach der Zusammensetzung der allerdings recht artenarmen Fauna. Bei beiden Vorkommen fällt nämlich in erster Linie auf *Coretus*

cornu cornu (Brongn.). Die genauere Bestimmung hat jedoch ergeben, daß neben dieser, zur Altersbestimmung wenig geeigneten Art am Minderberg einige Formen vertreten sind, die auf ein jüngeres Alter hinweisen.

Alle Formen der von Wilckens veröffentlichten Liste von Muffendorf (s. S. 897) sind auch im Material des Geologischen Landesmuseums vertreten.

Im Kieselgestein vom Minderberg bestimmte ich dagegen:

1. *Galba (Galba) armaniacensis armaniacensis* (Noulet)

Diese am Minderberg sehr häufige Art ist nach Wenz (S. 1352) beschränkt auf das Ober-Miozän und nachgewiesen im Tortonien Frankreichs, Süddeutschlands und Westgaliziens sowie im Sarmat von Sorvilier (Kt. Bern).

Einige weitere, wegen mangelhafter Erhaltung nicht sicher bestimmbare Steinkerne gehören wahrscheinlich in die Gruppe des gleichfalls obermiozänen *Radix socialis*.

2. *Coretus cornu cornu* (Brongn.)

Zahlreiche Hohldrucke einer Form, die am besten übereinstimmt mit einem von Sandberger (1875, S. 347) beschriebenen, auf Tafel 18, Figur 12 abgebildeten Stück aus dem Rupélien von Loubers. Nach Wenz (1923, S. 1447—1449) ist die Art weitverbreitet vom Bartonien bis zum Tortonien, wo neben *C. cornu mantelli* auch noch der Typ von *C. cornu cornu* auftritt. Gottschick (1911, S. 513) führt neben der flachen, niederen *cornu mantelli* „auch eine höhere, oben tiefer eingesenkte Form" aus den Sylvanakalken (Tortonien) von Hohenmemmingen und selbst aus der Laevis-Zone von Steinheim a. Albuch (Sarmat) auf.

3. *Ancylus (Acroloxus) deperditolacustris* (Gottschick)

Ein wohlerhaltener Steinkern zeigt unverkennbar die von Gottschick (1911, S. 521, Tafel VII, Figur 14) gegenüber *Ancylus deperditus* Desm. hervorgehobenen Merkmale: deutliche Linksneigung des Wirbels, der dem Hinterrand stark genähert ist, länglich-schildförmige niedere Form, Mündung vorn etwas breiter als hinten. Am Steinkern sind Anwachs-, jedoch selbstverständlich keine Radialstreifen erkennbar. Der zum Steinkern gehörige Hohldruck ist leider nicht vorhanden.

4. Ei einer Landschnecke

Minderberg und Muffendorf haben also nur den vom Mittel-Eozän (Bartonien) bis zum Ober-Miozän weitverbreiteten *Coretus cornu cornu* (Brongn.) gemeinsam, die übrigen Schnecken machen für Minderberg ein obermiozänes Alter wahrscheinlich."

Einige, sich besonders in dem kleinen Blocke, in geringem Umfange auch in dem großen, findende rundliche Gebilde, erwiesen sich als verkieselte Früchte. Herr R. Potonié hatte die Freundlichkeit, diese Fossilien zu bearbeiten, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank sage. Es konnten bestimmt werden: *Scirpus* sp., cf. *Potamogeton* sp., cf. *Chenopodium* sp. Es sind im ganzen nur 4—5 Arten vorhanden, von denen wohl zwei zu *Scirpus* gehören.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Außerdem fand sich noch ein Abdruck eines nicht näher zu bestimmenden Krokodilzahnes.

Der größere der beiden Blöcke besteht aus einem Gestein von splittrigem, stellenweise auch etwas muscheligem Bruch. Die Farbe ist vorherrschend braun bis honiggelb. Daneben treten auch hellgelblich bis weiße Partien wechselndes Umfanges auf. Am Rande findet sich stellenweise eine gelbgraue, mehr oder weniger löcherige oder poröse Zone von einigen Zentimeter Stärke. Die bräunlichen Teile zeigen im Bruch z. T. einen matten Glasglanz und sind kantendurchscheinend, teils sind sie auch stumpf matt. Die weißlichen Partien sind ganz stumpf und erscheinen bisweilen etwas sandsteinartig. Die in wechselnder Menge auftretenden Hohlräume rühren zum größten Teil von eingeschlossenen Versteinerungen her.

Der kleinere Block ist von dunkelgrauer bis fast schwarzer, stumpfer Farbe. Er besitzt ebenso wie der größere eine graue, etwas poröse Verwitterungsschwarte. Beim Zerschlagen ergab sich eine gewissermaßen plattige Absonderung, jedoch mit ganz unebenen Flächen, stellenweise auch schwacher Andeutung eines muscheligen Bruches.

Die namentlich in dem kleineren Block in großer Menge vorkommenden Risse beschränken sich zum größten Teil auf das Innere des Blockes und reichen meist nicht bis zum Rande. Sie klaffen am stärksten im Innern und gehen nach dem Rande mehr und mehr zusammen und sind hier durch Quarz, z. T. auch durch Chalcedon verheilt. Sie bilden im Querbruche des Blockes ein unregelmäßiges Netzwerk. Ihre Wände sind ebenso wie die der anderen Hohlräume mit einer dünnen Haut von Quarzpyramiden überzogen.

Unter dem Mikroskop erweist sich der größte Teil des Gesteins beider Blöcke als Opal, der aus winzigen Kügelchen besteht. Diese sind teils unregelmäßig angeordnet, teils zusammengeballt in nierenförmigen oder auch traubigen Gebilden. Hin und wieder finden sich schwache Andeutungen lagenförmiger Anordnung. Daneben tritt Quarz in wechselnder Menge auf. In den bräunlich gefärbten Partien ist er weniger stark vertreten, während er in den weißlichen wohl mehr als die Hälfte der Masse ausmachen dürfte. Der in wechselnder Menge auftretende Quarz findet sich einmal in den Räumen zwischen den kugeligen Opalgebilden. Weiter tritt er in schmalen, länglichen Partien auf, die aus zahlreichen Quarzindividuen aufgebaut zu sein pflegen. Dazu kommen rundliche und längliche Gebilde wechselnder Größe, die vielfach mehrere konzentrische Lagen erkennen lassen. Ob ein Teil dieser Lagen auch z. T. aus Chalcedon oder Opal bestehen, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Doch weist die niedrigere Lichtbrechung einzelner Lagen auf eins dieser beiden Mineralien hin. Daß es sich bei diesen Gebilden um drusenartige Hohlraumausfüllungen handelt, zeigen einige nicht ganz ausgefüllte Hohlräume, deren Rand gleichfalls mit eben solchen Lagen überzogen ist. Die gleiche lagenförmige Anordnung findet sich an den Rändern der oben erwähnten Risse und Spalten.

Die verkieselten Kalkschalen der in dem Gestein vorkommenden Schnecken lassen sich z. T. deutlich erkennen. Der als schmales gekrümmtes Band erscheinende Querschnitt der Schale besteht in dem größeren inneren Teile aus etwas größeren Quarzkristallen, während an den beiden Rändern eine schmale Zone von kleinen Quarzindividuen auftritt, deren Spitze nach dem Innern zeigt. In dem von der Schale gebildeten Hohlraum finden sich auch vielfach die oben

beschriebenen rundlichen Gebilde, die nach dem Innern des Hohlraumes mit kleinen Quarzpyramiden besetzt sind. Chalcedon tritt nur in ganz geringen Mengen auf. Er findet sich unregelmäßig in den Fossileinschlüssen und auch als zonenartige Begrenzung einiger verheilter Risse. Doch wird er hier stets von einer oder mehreren Lagen von Quarz begleitet.

Die Braunfärbung des größeren Blockes rührt von Brauneisen her, das im großen und ganzen unregelmäßig verteilt ist und vielfach aus wolkigen Gebilden besteht. An dem Rande zu den weißlichen Partien, die nur ganz geringe Spuren von Brauneisen enthalten, findet sich gewöhnlich eine schmale Zone, in der das Brauneisen etwas angereichert ist. An manchen Stellen sind durch wechselnde Mengen von Brauneisen verschieden gefärbte dünne Bänder oder Linien zu beobachten, die wohl gelegentlich verschiedenartig gebogen oder auch gewellt sind, aber in sich eine mehr oder weniger deutliche Parallelität erkennen lassen. In dem kleinen Block tritt Brauneisen anscheinend zusammen mit einem Manganhydroxyd in großer Menge auf, worauf die dunkle, fast schwarze Farbe zurückzuführen sein dürfte. Es bildet hier eine filzige Masse von gleichfalls unregelmäßiger Anordnung im Großen. An verschiedenen Stellen ist aber auch hier die an dem großen Block beobachtete Parallelität einzelner Partien deutlich zu erkennen. Stark mit Brauneisen gefärbte Teile umschließen vielfach kleinere Partien, die ungefärbt sind.

Nach seiner mikroskopischen Zusammensetzung ist also das Gestein als ein Halbopal zu bezeichnen. Ob es sich um einen verkieselten Kalk oder um verkieselten Dysodil handelt, ist noch nicht ganz geklärt (siehe Fußnote 4).

Dieses Vorkommen ist meines Wissens die erste sicher nachgewiesene obermiozäne Ablagerung im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge.

4. Lagerung

Der außerordentliche Unterschied in der Höhenlage der tertiären Ablagerungen am Minderberge bei 330 m, die die am höchsten gelegenen am Südrande der Niederrheinischen Bucht sind, und derjenigen am Nordabfall des Siebengebirges bei rund 180 m findet eine einfache Erklärung durch die Schrägstellung der Schollen, die eine mehr oder weniger gleichmäßige Neigung nach Nordwesten bis Nordnordwesten zeigen (vgl. Burre, 1932 b). Doch ist ein Teil dieser Unterschiede auch auf Störungen bzw. staffelförmiges Absinken der einzelnen Schollen zur Niederrheinischen Bucht zurückzuführen. Ohne Zweifel sind eine oder mehrere, wahrscheinlich SSO—NNW verlaufende Verwerfungen zwischen den Tertiärvorkommen am Minderberge und den gleichaltrigen, bei 170 m etwa 5 km westlich von hier bei Orsberg gelegenen Bildungen anzunehmen, worauf Fliegel bereits hingewiesen hat (1922, S. 20). Ich stimme Fliegel darin zu, daß es sich hier höchstwahrscheinlich nicht um die im Pleisbachtale verlaufende Verwerfung handelt, wie Laspeyres (S. 248) gemeint hatte (vgl. auch Burre, 1932 b, S. 336). Genauere Angaben über die Lage der zwischen Minderberg und Orsberg anzunehmenden Störungen lassen sich nicht machen.

Die Eozäntone liegen ihrer Entstehung entsprechend gleichmäßig und nahezu horizontal auf den stark gefalteten und gestörten Devonschichten. Ihre einstige normale Überlagerung durch die fluviatilen Vallendarer Schichten geht aus dem Auftreten der Findlingsblöcke in den abgerutschten Tonmassen westlich der Straße hervor. Ob unter den zum Oberoligozän gestellten weißen San-

den im Liegenden des Untermiozäns (siehe oben) noch Eozän vorhanden ist, wie es in dem Profil (Abb. 2) dargestellt ist, ist nicht sicher, dürfte jedoch wahrscheinlich sein.

Die verschiedene Höhenlage der oberoligozänen Ablagerungen auf dem Eozänton unmittelbar am Basalt und im Liegenden des Untermiozäns, läßt sich nur durch eine kleine Störung erklären, deren Verlauf jedoch nicht mit Sicherheit festzulegen ist (siehe Abb. 1 und 2). Der östliche bzw. südöstliche Teil ist abgesunken. Die Auflagerung der Eozäntone auf dem Untermiozän ist, wie bereits oben gesagt wurde, durch Abrutschen der plastischen Tone am Hange entstanden.

Nach Heusler (S. 32) „ist die Ablagerung [der Braunkohlen führenden Schichten], welche sich an den Basalt anlehnt, nicht regelmäßig, teils mulden-, teils sattelförmig ausgebildet". Ob diese „Sättel und Mulden" durch tektonische Bewegungen bedingt sind, oder ob es sich nur um große Stauchungen der am Hange etwas abgerutschten Massen handelt, ist nicht festzustellen. Auf Rutschungsbewegungen deuten verschiedene Geländeformen am Hange hin. von Dechen bezeichnet die Lage der Schichten, „die mit verdrücktem Lager mit 35° in der Nähe des Basaltes zutage ausheben", als „wellen- und schildförmig", geht dabei aber offenbar von der irrigen, oben bereits richtig gestellten Annahme aus, daß sich die Tertiärschichten an dem langgestreckten Hang über Erl- gegen Ohlenberg ausdehnen (1884, S. 592).

Über die Lagerungsverhältnisse der obermiozänen Schichten läßt sich nur sagen, daß ihre Reste noch etwa 80—90 m über dem Untermiozän liegen.

Zusammenfassung

Am Minderberge ist das Eozän durch weiße Tone vertreten, die als Verwitterungsprodukte der präoligozänen Landoberfläche anzusprechen sind. Die fluviatilen Ablagerungen der oberoligozänen Vallendarer Schichten bestehen aus weißen Sanden und Quarziten, die den Ton normal überlagern.

Ein Teil der Blätterkohlen führenden Schichten am Südrande der Niederrheinischen Bucht gehört gleichfalls dem Oberoligozän an. Die Hauptmasse ist jedoch zum Untermiozän zu stellen. Mancherlei Gründe sprechen dafür, daß die Bildung dieser Ablagerungen erst zur Zeit des Hydrobienkalkes des Mainzer Beckens erfolgt ist. Das Untermiozän setzt sich aus einer Schichtenfolge von Blätterkohlenlagern, Tonen, kieseligen Schiefern (Verkieselte Papierkohle), Sphärosiderit, der z. T. in Limonit umgewandelt ist, und Kieselgur zusammen. Das Obermiozän ist durch die beiden Blöcke aus Halbopal vertreten.

Die außerordentliche Höhenlage des Tertiärs am Minderberge gegenüber den übrigen Blätterkohlen führenden Schichten am Südrande der Niederrheinischen Bucht ist teils durch Schrägstellung der Schollen, teils durch Störungen bedingt. Im Bereich der Tertiärschichten ist eine kleine Verwerfung nachzuweisen, an der der östliche Teil abgesunken ist. Die Lagerungsverhältnisse sind durch Rutschungen stark beeinflußt.

Angeführte Schriften.

Ahrens, W.: Das Tertiär im nördlichen Laacher-See-Gebiet. Mit einem paläobotanischen Beitrag von W. Gothan. — Dies. Jb. **50**. 1929.

Ahrens, W. & Burre, O.: Der sogenannte „Bertenauer Vulkan" im Westerwalde und die petrographische Stellung seiner Basalte. — Dies. Jb. **53**. 1932.

Brauns, R.: Die Mineralien der Niederrheinischen Vulkangebiete. — Stuttgart 1922.

Breddin, H.: Das Braunkohlentertiär am Ost- und Südrande der Kölner Bucht. — Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. **24/25**, 1930 und 1931, Bonn 1932.

Burre, O.: Das Oberoligozän und die Quarzitlagerstätten unmittelbar östlich des Siebengebirges. Mit Beiträgen von E. Zimmermann. — Arch. Lagerstättenforsch. **47**, 1930.

—: Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im Rheintal in Höhe des Siebengebirges. — Dies. Jb. **53**. 1932. [1932 a.]

—: Die prätrachytische Oberflächengestaltung am Südrande der Niederrheinischen Bucht und ihre Veränderungen durch Eruptionsmechanismus und jüngere Schichtenverschiebungen. — Dies. Jb. **53**. 1932. [1932 b.]

—: Nachtrag zu vorstehender Arbeit. — Dies. Jb. **53**. 1932. [1932 c.]

von Dechen, H.: Geognostischer Führer in das Siebengebirge am Rhein. — Bonn 1861.

—: Mitteilungen über die Lagerung der Basalte. — Sber. naturw. Abt. niederrhein. Ges. Nat.-Heilkunde. Bonn 1879.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. — Bonn 1884.

Ehrenberg, C. G.: Weitere Untersuchung des mikroskopischen organischen Verhältnisses zu den vulkanischen Ablagerungen beim Laacher-See am Rhein. Dritter Vortrag. — Ber. Verh. k. preuß. Akad. Wiss. Berlin 1846.

Fliegel, G.: Die miozäne Braunkohlenformation am Niederrhein. — Abh. preuß. geol. L.-A. N. F. **61**. 1910.

—: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. — Abh. preuß. geol. L.-A. N. F. **92**. 1922.

Gothan, W.: siehe unter Ahrens. 1929.

Gottschick, F.: Aus dem Tertiärbecken von Steinheim a. A. — Jb. Ver. vaterl. Naturk. Württ. **67**, S. 496—534, Stuttgart 1911.

Heusler, C.: Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel. — Bonn 1897.

Kaiser, E.: Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. **54**. 1897.

Klüpfel, W.: Der Westerwald. Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. 1927/28. Bonn 1929.

—: Zur Geologie des Neuwieder Beckens und der Niederrheinischen Bucht. — Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. **24/25**. 1930/31. Bonn 1932.

Laspeyres, H.: Das Siebengebirge am Rhein. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. **57**. 1900.

Mordziol, C.: Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Carithienkalkstufe. — Verh. naturhist. Ver. Rheinl. **66**, 1909.

Noeggerath, J.: Granit in Basalt eingeschlossen am Mendeberge bei Linz a. Rh. — Karsten's u. v. Dechen's Arch. Min. II, **14**. 1840.

Philippson, A.: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. — Verh. **14**. deutsch. Geogr.-Tag. Cöln. Berlin 1903.

Pohlig, H.: Über vulkanische Säulenbildung am Niederrhein. — Sber. naturw. Abt. niederrhein. Ges. Nat.-Heilkunde. Bonn 1891.

Quiring, H.: Die Stellung des Hydrobienkalkes im Untermiozänprofil des Neuwieder Beckens und Maifeldes. — Z. deutsch. geol. Ges. **84**. 1932.

Rauff, H. & Kaiser, E.: Bericht über die Excursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Coblenz, August 1906. II. Basaltdurchbrüche und Rheinterrassen bei Linz, Rolandseck und Rodderberg. — Z. deutsch. geol. Ges. **58**. 1906. M. B.

Rauff, H.: Erläuterungen zu Blatt Godesberg d. geol. Karte von Preußen, Lief. 214. — Berlin 1923.

Rolle, F.: Das Süßwasserquarzgestein von Muffendorf bei Bonn. — N. Jb. Min. 1850.

Sandberger, C. L. Fr.: Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. Text und Atlas. Wiesbaden 1870—1875.

Stehlin, H. G.: Zur Revision der europäischen Anthracotherien. — Verh. nat. Ges. Basel. **21**. 1910.

Steinmann, G.: Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. — Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. 1907.

Weissermel, W.: Zur Genese des deutschen Braunkohlentertiärs, besonders der mitteldeutschen Älteren Braunkohlenformation. — Z. deutsch. geol. Ges. **75**. 1923. (Mit Bemerkungen von W. Wenz.)

Wenz, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg. 1921.

—: Gastropoda extramarina tertiaria. — Fossilium Catalogus I. Animalia. **21**, **22**. 1923—1926.

Wilckens, O.: Materialien und Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgegend von Bonn. I. Die Fauna des Bonner Untermiozäns. II. Die Flora des Bonner Untermiozäns. — Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. 1925. Bonn 1926.

—: Geologie der Umgegend von Bonn. — Berlin 1927.

Zincken, C. E.: Die Physiographie der Braunkohle. — Hannover 1867.

Druckfertig eingereicht am 29. Juni 1932.

„Imprimatur" erteilt am 18. November 1932.

Zur Kenntnis paläozoischer Ostrakoden 3*). Leperditiidae aus dem Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges

Von Wilhelm Kegel, Berlin

Hierzu Tafel 46 und 15 Abbildungen

Wie die Mehrzahl der mitteldevonischen Ostrakoden sind auch die Leperditien im Schrifttum bisher nur stiefmütterlich behandelt worden. Dabei sind sie schon seit langem bekannt, wie die gelegentlichen Mitteilungen von Quenstedt (1852, S. 301) und Gümbel (1874) oder die Aufsammlungen von Beyrich, Kayser, Waldschmidt (1888) u. a. erweisen, und es gibt Fundorte, wie die Umgebung von Sötenich, an denen die Schalenreste geradezu bankbildend auftreten und auch in Hunderten von Stücken in die Museen gelangt sind.

Von der lebenden Geologengeneration Deutschlands haben nur Lotz (1900) und Paeckelmann (1922) einzelne Formen beschrieben. Besser sind die im belgischen Oberen Mitteldevon vorkommenden Arten durch die Arbeiten von Dewalque (1881) und Jones (1896) bekannt geworden. Erwähnt man noch *Leperditia desiderata* Barrande (1872) aus dem Böhmischen g_2 und *L. amphiporae* Gürich (1896) aus dem Polnischen Mittelgebirge, so sind damit bereits die wesentlichsten Nachrichten über das Auftreten der Gattung im europäischen Mitteldevon erschöpft.

Das europäische Unterdevon ist übrigens noch ärmer an Leperditien, d. h. an Nachrichten über ihr Auftreten, im Gegensatz zu Nordamerika, wo in der Helderberg-Gruppe eine Anzahl von Arten bekannt ist. Hier mag aus dem jungen Unterdevon von Westfrankreich *L. britannica* Rouault (1851) erwähnt werden, der Genotyp von *Leperditia*.

Um für die vorliegende Untersuchung möglichste Vollständigkeit zu erzielen, habe ich außer eigenen Aufsammlungen vor allem die Schätze des Geologischen Landesmuseums und des Geologischen Institutes der Universität in Berlin, der Sammlung Rud. Richter im Senckenberg-Museum zu Frankfurt am Main, des Geologischen Institutes der Universitäten Marburg und Breslau und der Technischen Hochschule zu Aachen heranziehen können; Vergleichsmaterial erhielt ich aus der Sammlung des Geologischen Institutes zu München und dem Musée Royal d'Histoire Naturelle zu Brüssel. Für die Überlassung bin ich den Leitern der genannten Museen zu lebhaftem Dank verpflichtet.

Zur Morphologie und Systematik der Leperditien

Die von Jones (1870) gegebene Zusammenfassung der Gattungsmerkmale von *Leperditia* hat mit wenigen Berichtigungen oder Zusätzen auch heute noch Gültigkeit.

*) Beitrag 1: Dies. Jb. 48, S. 653. 1927. Beitrag 2: Dies. Jb. 52, S. 245. 1931.

Auf Einzelheiten des morphologischen Baues einzugehen, möchte ich auf eine andere Gelegenheit verschieben. Nur einige Bemerkungen über den Bau des Schlosses seien hier vorweggenommen.

Bei *Leperditia waldschmidti* PAECKELMANN (1922) habe ich erstmalig für die devonischen Arten das Vorhandensein eines aus zahlreichen, senkrecht zum Rand gestellten Zähnchen bestehenden Schloßapparates festgestellt. Da anderen Arten, besonders aus dem Silur, diese Zähnchen zu fehlen schienen, habe ich bei der ersten Beschäftigung mit der Gattung die bezahnten Arten von der Gattung *Leperditia* trennen zu müssen geglaubt und dafür die Gattung *Herrmannella* errichtet, die W. PAECKELMANN bei seiner Beschreibung der *H. waldschmidti* erstmalig angewandt hat.

Inzwischen haben mir Untersuchungen an einem größeren Material gezeigt, daß der taxodonte Schloßbau, wie ich ihn im Anschluß an ZALANYI (1929, S. 32) bezeichnen werde, bei einer ganzen Reihe von devonischen und silurischen Arten nachweisbar ist. Die erste zeichnerische Darstellung dieses Schloßbaues bei einer silurischen Art hat m. W. KOLMODIN gegeben, der sie 1879 von *L. phaseolus* HIS. abbildet. BARRANDE erwähnte bereits „une série de crénelures, ou de petites dents" von *L. baltica* (1872, S. 525). Meine eigenen Beobachtungen haben gezeigt, daß der taxodonte Schloßbau überall dort nachzuweisen ist, wo die Erhaltung hinreichend günstig, vor allem das Einbettungsmaterial fein genug und leicht zu beseitigen ist, um die zarten Gebilde freizulegen. Wo mir der Nachweis nicht geglückt ist, war es immer bei solchen Formen, deren Erhaltung eine Freilegung des Schaleninneren erschwerte oder unmöglich machte. Wenn es nun auch mangels Materials bisher nicht möglich war, den taxodonten Schloßbau auch am Genotyp *(L. britannica* ROUAULT) nachzuweisen, so bin ich doch zu der Auffassung gekommen, daß dieser Schloßbau ein Gattungsmerkmal darstellt. Man wird daran solange festhalten dürfen, bis der unzweideutige Nachweis erbracht ist, daß ein anderer Schloßbau im Leperditien-Geschlecht vorkommt. Eine generische Abtrennung solcher Arten wäre dann allerdings unerläßlich.

Bei den paläozoischen Ostrakoden hat die morphologische Untersuchung und Auswertung des Schlosses für die Systematik bisher nur geringfügige Erfolge aufzuweisen. Auch bei den neozoischen und selbst den lebenden Ostrakoden steckt sie noch in den Anfängen. Die entgegenstehenden Schwierigkeiten sind gewiß bedeutend, in vielen Fällen aber nicht unüberwindlich. Einen wesentlichen Fortschritt auf diesem Gebiet bedeuten die Untersuchungen von ZALANYI (1929), auf deren grundsätzliche Bedeutung aufmerksam gemacht werden muß. Mit allem Nachdruck möchte ich seine Forderung unterstützen, daß die Schalenverschlüsse „nicht nur für die Arten, sondern auch für größere systematische Einheiten bei den fossilen Formen zu den wichtigsten Merkmalen gezählt werden müssen".

Von den nachstehend beschriebenen ist der taxodonte Schloßbau bei folgenden Arten festgestellt worden:

Leperditia (Herrmannella) strigosa n. sp.
Leperditia (Herrmannella) consobrina (JONES)
Leperditia (Herrmannella) lotzi n. sp.
Leperditia (Herrmannella) waldschmidti (PAECKELMANN)
Leperditia (Herrmannella) perobliqua n. sp.
Leperditia (Herrmannella) fastigata n. sp.

Soweit die Präparate ein Urteil gestatten, scheint in allen diesen Fällen der Verschluß keine nennenswerten Verschiedenheiten bei den einzelnen Arten aufzuweisen; oder vielmehr, es ist noch nicht gelungen, die Präparate so zu verfeinern, daß solche Verschiedenheiten erkennbar geworden wären. In der Regel mußte ich mich damit begnügen, an Teilen des Schloßrandes die Zähnelung nachweisen zu können. Es ist daher vorläufig nur möglich, die taxodonte Natur des Schlosses als ein Gattungsmerkmal anzusprechen, und insoweit muß die eingangs erwähnte zusammenfassende Darstellung der Gattungsmerkmale von *Leperditia*, die Jones gegeben hat, erweitert werden.

Die bei dem Heer der Leperditien erwünschte Gliederung in Gruppen oder Untergattungen mußte daher nach anderen Gesichtspunkten versucht werden. Für diesen Zweck ein durchgreifendes Einzelmerkmal herauszustellen, führte nicht zum Ziel. Ich habe mich daher zunächst begnügt, einzelne bezeichnende Gruppen herauszuschälen.

Der Genotyp, *L. britannica* Rouault (vgl. Abb. 1), gehört einer nicht sehr umfangreichen Gruppe an, die durch die Ausbildung einer kräftigen Schwiele längs dem hinteren Schloßrand der linken Klappe gekennzeichnet ist. Daneben

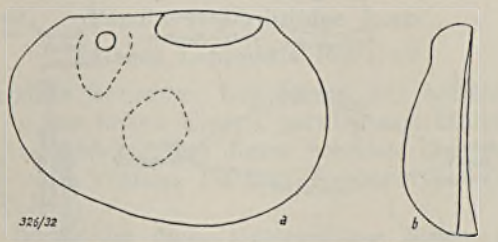


Abb. 1. *Leperditia (Leperditia) britannica* Rouault. Linke Klappe, 5×. a: Aufsicht, b: Hinteransicht. — St. Roch (Mayonne). Bayr. Staatssammlung für Paläont. München

ist in der Regel die hinter dem Augenhöcker ungefähr senkrecht zum Schloßrand verlaufende Furche vergleichsweise kräftig entwickelt. Die Achse verläuft schief zum Schloßrand. Außer *L. britannica* gehören zu dieser Untergattung *Leperditia* s. str.: *L. gigantea* Roemer (1858), *tyraica* Schmidt (1873), *gibbera* Jones (1856) und *scalaris* Jones (1858).

Eine weitere Gruppe ist gekennzeichnet durch parallel zum Schloßrand verlaufende Achse; im Zusammenhang damit ist auch der Ventralbogen des Umrisses dem Schloßrand nahezu parallel gerichtet, wie überhaupt der Schalenumriß eine auffallende Neigung zur Symmetrie zeigt, die so weit gehen kann, daß lediglich nach dem Umriß kaum Vorder- und Hinterende der Schale zu bestimmen sind. Aus dem Unterdevon (Unter-Helderberg) haben Hall (1859) und Jones (1890) die *Lep. hudsonica* bekannt gemacht, die hierher gehört. Ob die mitteldevonische *L. desiderata* Barrande (1872) ebenfalls hierher zu rechnen ist, lasse ich dahingestellt.

Im deutschen Mitteldevon hat diese Gruppe mehrere bezeichnende Vertreter, doch kommt sie auch im Silur vor, z. B. *L. anna* Jones (1858) und *L. parallela* Schmidt (1873) und *subparallela* Schmidt (1883); wahrscheinlich gehört auch die mit der vorgenannten nicht artgleiche *parallela* Jones & Kirkby (1865) aus dem Karbon hierher. Da mit dem Subgenotyp *(L. quenstedti* Gümbel) *L. briarti* Dewalque (1881) synonym ist, so schlage ich zur Erhal-

tung des fortfallenden Namens in anderer Form den Untergattungsnamen *Briartina* vor.

Der nach Aussonderung der Untergattungen *Leperditia* s. str. und *Briartina* verbleibende umfangreiche Rest der Gattung ist gekennzeichnet durch schräge Achse, Schräglage des Unterrandes, Fehlen der Schwiele. Er umfaßt gerade die Formen, die man gemeinhin als die Normalform der *Leperditia* ansieht, sollte insofern also zu *Leperditia* s. str. gerechnet werden können; aber mit Rücksicht darauf, daß in *L. britannica* auch der Genotyp für die Untergattung *Leperditia* festliegt, ist dies nicht möglich. Dagegen ist *Herrmannella waldschmidti* PAECKELMANN eine bezeichnende Vertreterin dieser Untergattung, die ich daher als Genotyp betrachten muß.

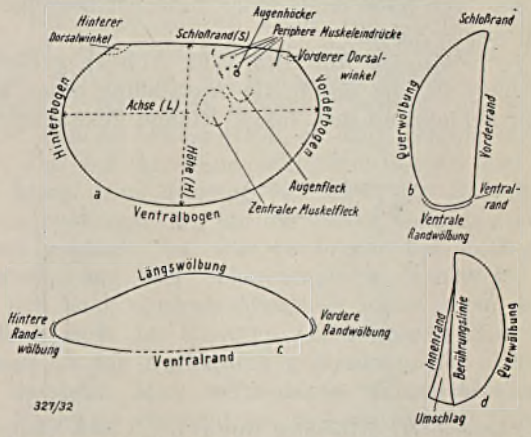


Abb. 2. Benennung der Leperditien-Schale. a: Aufsicht, b: Vorder-, c: Ventralansicht der rechten Klappe; d: Vorderansicht der linken Klappe. 5×

Bei dieser Gruppierung bin ich mir bewußt, daß weitere Untersuchungen voraussichtlich die Abtrennung einiger Gruppen von der Untergattung *Herrmannella* erforderlich machen werden. Als eine solche Gruppe betrachte ich z. B. Formen, wie *L. curva* n. sp., die durch einen im Vergleich zur Schalenhöhe besonders kurzen Schloßrand und eigenartige Wölbungsverhältnisse gekennzeichnet sind. Eine Abtrennung habe ich vorläufig unterlassen, weil das vorhandene Material zur Kennzeichnung der Untergattung nicht ausreichend schien.

Für die Unterscheidung der Arten habe ich vor allem folgende Merkmale (vgl. Abb. 2) herangezogen (vgl. auch CHMIELEWSKI, 1900):

1. Gestalt der Schale. Dabei ist außer auf den Umriß besonderer Wert auf die Maßverhältnisse gelegt worden, wobei das Verhältnis von größter Schalenhöhe (Abstand des Ventralbogens vom Schloßrand = H) zur Achsenlänge (L) sowie das Verhältnis der Länge des Schloßrandes (S) zur Achsenlänge (L) besonders berücksichtigt wurde. Ein weiteres Merkmal ist die Entfernung der höchsten Schalenhöhe vom hinteren Dorsalwinkel, sowie die Größe der Dorsalwinkel selbst.

2. Die Wölbungsverhältnisse. Sowohl die Längswölbung (beurteilt nach der Ansicht von der Ventral- oder Dorsalseite) wie auch die Querwölbung (Ansicht von vorn oder hinten) geben für die Mehrzahl der Arten kennzeich-

nende Linien. Besonderer Wert ist auf die Randwölbung zu legen; ihr Verlauf ergibt, zumal auf der rechten Klappe, bisweilen für solche Arten unterscheidende Kennzeichen, deren allgemeiner Umriß nur geringfügige Unterschiede aufweist.

3. Verlauf der Berührungslinie und Gestaltung des Umschlages. Die Bedeutung dieser Kennzeichen des Schalenrandes für die Systematik ist schon öfter betont worden.

4. Kennzeichen der Schalenoberfläche: Lage des Augenhöckers, der Muskeleindrücke und die Schalenstruktur. Die Auswertung dieser Merkmale stößt häufig auf Schwierigkeiten, weil ihre Erkennung von der Erhaltung z. T. in stärkerem Maße abhängig ist als bei den übrigen Merkmalen. Sie können daher nur bei deutlicher Ausbildung herangezogen werden. Jedenfalls darf man z. B. das Fehlen des Augenflecks nicht als ein Artmerkmal bezeichnen, wie im Schrifttum bisweilen geschehen.

Zur Verdeutlichung der bei der Einzelbeschreibung angewandten Bezeichnungen möge die Abb. 2 dienen.

Beschreibung der Arten

Familie Leperditiidae Jones

Genus Leperditia Rouault

Subgenus Leperditia Rouault: Leperditien mit schiefer Achse und einer kräftigen Schwiele in der linken Klappe, parallel dem hinteren Teil des Schloßrandes. Zwischen Augenhöcker und dieser Schwiele eine vom Schloßrand ausgehende, vergleichsweise kräftige Furche. Subgenotyp: *Leperditia britannica* Rouault (1851) (Abb. 1).

Im deutschen Devon ist diese Untergattung bisher nicht nachgewiesen worden.

Subgenus Herrmannella Kegel: Leperditien mit schräger Achse (Schalenhöhe am vorderen Dorsalwinkel erheblich geringer als am hinteren), ohne Schloßrand-Schwiele der linken Klappe. Schloßbau taxodont. Subgenotyp: *Herrmannella waldschmidti* Paeckelmann (1922).

Leperditia (Herrmannella) calceolae n. sp.

Taf. 46, Fig. 7 und Abb. 3

1 linke Klappe.

Einige Maße: L = 1,8, S = 1,3, H = 1,2, H:L = 0,66, S:L = 0,72[1]).

Kennzeichnende Merkmale: Kleine Form von mäßig langem Schloßrand und mittlerer Höhe. Vorderer und hinterer Dorsalwinkel gleich. Längswölbung flach elliptisch, Querwölbung oval mit höchster Erhebung über der Mitte. Kräftig entwickelter Augenhöcker.

Umriß: Die Dorsalwinkel sind ziemlich genau gleich. Vorderbogen parabolisch, Ventralbogen kräftig gewölbt, Hinterbogen wieder parabolisch, nach dem Dorsalwinkel zu fast gerade. Höchste Schalenhöhe nur wenig niedriger als die Schloßlänge, kaum hinter der Mitte des Schloßrandes gelegen.

---

[1]) Über die Bedeutung der Symbole L, S und H vgl. S. 910.

Längswölbung flach elliptisch, vorderer Randbogen saumartig gerundet, hinterer Randbogen spitzer gerundet, ohne Andeutung von Saum. Querwölbung flach oval mit höchster Erhebung über der Mitte, ventraler Randbogen kurz gerundet.

Berührungslinie undeutlich, Umschlag augenscheinlich schmal.

Besonders ausgeprägt ist der Augenhöcker, der kräftig vorspringt und auch in allen Profilansichten die übrige Schalenoberfläche deutlich überragt. Der zentrale Muskelfleck ist ebenfalls deutlich; seine ovale Umgrenzung erscheint etwas in die Schalenoberfläche eingesenkt, der eingeschlossene Teil ein wenig erhöht[2]). Augenfleck nicht beobachtet.

Schloßbau unbekannt.

Beziehungen: Die Art ist durch die Wölbungsverhältnisse (zwischen Schloß- und Ventralrand liegt die höchste Erhebung näher am Schloßrand), den Umriß (gleiche Dorsalwinkel) und den kräftigen Augenhöcker allen anderen Arten gegenüber gut gekennzeichnet, so daß ich keine Bedenken trage, sie neu einzuführen, obschon nur ein Stück vorliegt.

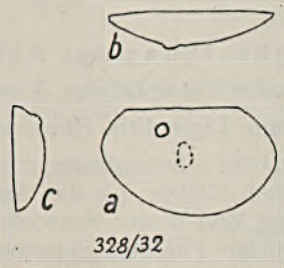


Abb. 3. *Leperditia (Herrmannella) calceolae* n. sp. (Holotyp). Linke Klappe, 12×. a—c: Aufsicht, Schloßansicht und Vorderansicht. Obere Calceola-Stufe. Gees bei Gerolstein. Senckenbergmus. Frankfurt a. M., Nr. 393 a.

Vorkommen: Gees in der Gerolsteiner Mulde. Senckenberg-Museum Nr. 393 a, leg. R. RICHTER.

Horizont: Obere Calceola-Stufe.

Leperditia (Herrmannella) strigosa n. sp.

Taf. 46, Fig. 3 und Abb. 4

Ein Dutzend Einzelklappen.

Einige Maße:

	1	2	3	4	5
L	6,8	6,5	7,0	4,8	3,3
S	4,7	4,6	4,9	3,2	2,2
H	3,6	3,5	3,8	2,8	1,9
H:L	0,53	0,54	0,54	0,58	0,58
S:L	0,69	0,71	0,70	0,67	0,67

1: L. Kl. von Münchenrath
2: R. Kl. „ „ (Holotyp)
3: L. Kl. von Iserlohn
4: R. Kl. „ „
5: R. Kl. von Gießen

[2]) In der Fig. 7 ist die furchenartige Umgrenzung des zentralen Muskelflecks etwas übertrieben.

	H : L		S : L	
	linke Kl.	rechte Kl	linke Kl.	rechte Kl
Grenzwerte	0,52—0,56	0,54—0,58	0,68—0,70	0,67—0,78
Durchschnittswerte. . .	0,54	0,57	0,69	0,70

Kennzeichnende Merkmale: Langer gerader Schloßrand bei geringer Höhe. Flach-ovale Längswölbung; ovale Querwölbung.

Umriß: An den langen geraden Schloßrand schließt der vordere Dorsalwinkel mit 115—120°, der hintere mit 135—150° an; die beträchtliche Winkeldifferenz erhöht das schiefe Aussehen der Schale. Vorderbogen parabolisch, nur wenig vorspringend, Ventralbogen flach elliptisch, Hinterbogen parabolisch bis fast kreisrund.

Die Achse ist mäßig schief zum Schloßrand; größte Schalenhöhe erheblich hinter der Mitte des Schloßrandes.

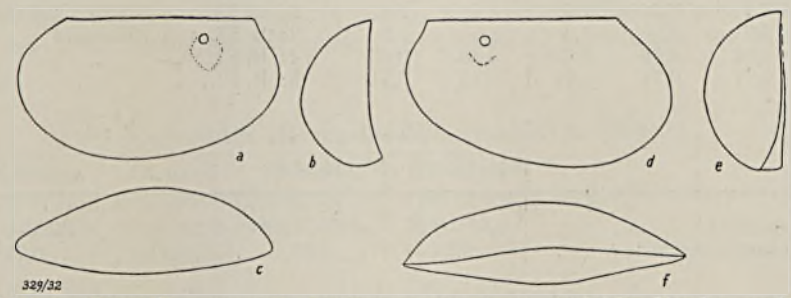


Abb. 4. *Leperditia (Herrmannella) strigosa* n. sp. a—c: Aufsicht, Vorder- und Ventralansicht einer rechten Klappe von Münchenrath (Holotyp); d—f: Aufsicht, Hinter- und Ventralansicht einer linken Klappe von Iserlohn (Steinkern). 5×. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin

Die rechte Klappe umgreift die linke von einem zum anderen Dorsalwinkel, die Berührungslinie ist scharf, nur in der Mitte der Ventralseite etwas abgeschwächt, treppenartig abgesetzt. Der Umschlag ist ziemlich breit, vorn und hinten verschmälert.

Längswölbung gleichmäßig flach-oval, vordere und hintere Randwölbung spitz gerundet, höchste Erhebung vor der Mitte. Querwölbung oval mit der höchsten Erhebung etwas unter der Mitte, ventraler Randbogen der rechten Klappe allmählich umbiegend.

Augenhöcker in mäßigem Abstand vom Schloßrand, meist recht undeutlich; Augenfleck mehr oder weniger deutlich; die übrigen Eindrücke meist ganz undeutlich.

Schloßbau: Längs des ganzen Schloßrandes tritt an einem Steinkern von Iserlohn eine Reihe feiner senkrecht gestellter Zähnchen auf.

Schale mit ziemlich weitstehenden Poren.

Beziehungen: Ähnliche Maßverhältnisse hat von den hier beschriebenen Arten nur *L. (Briartina) quenstedti*, die aber durch die Zugehörigkeit zu einer anderen Untergattung hinreichend gekennzeichnet ist. Ähnlichkeit hat auch *L. pennsylvanica* Jones (1858) aus dem nordamerikanischen Obersilur; sie ist durch ihren Randsaum unterschieden.

Vorkommen: Sötenicher Mulde: „Sötenich" (Univ. Berlin, leg. BEYRICH; Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 385 n, leg. RICHTER); Münchenrath bei Sötenich (Geol. Landesmuseum, leg. P. G. KRAUSE). — Rechtsrheinisch: Stukkenberg-W. bei Iserlohn (Geol. Landesmuseum, leg. A. FUCHS); Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum, leg. Verf.).

Horizont: Unt. Stringocephalen-Stufe (der Fundpunkt von Iserlohn in den Rotschiefern der Unteren Honseler Schichten).

Leperditia (Herrmannella) subobliqua n. sp.

Taf. 46, Fig. 5 und Abb. 5

11 Stücke.

Einige Maße:

	1	2	3	4	5
L	6,6	3,1	2,1	2,2	3,1
S	4,7	2,2	1,5	1,6	2,2
H	4,2	2,0	1,3	1,5	1,9
H:L	0,64	0,65	0,62	0,68	0,63
S:L	0,71	0,71	0,71	0,73	0,71

1: L. Kl. von Münchenrath
2: L. Kl. von Wachendorf (Holotyp)
3: L. Kl. von Elberfeld
4: R. Kl. „ „
5: R. Kl. „ „

	H : L		S : L	
	linke Kl.	rechte Kl.	linke Kl.	rechte Kl.
Grenzwerte	0,62—0,65	0,63—0,68	0,70—0,71	0,71—0,73
Durchschnittswerte . . .	0,64	0,65	0,71	0,72

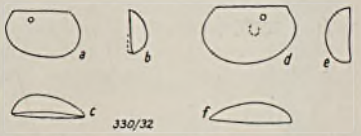


Abb. 5. *Leperditia (Herrmannella) subobliqua* n. sp. a—c: Aufsicht, Vorder- und Ventralansicht einer linken Klappe; d—f: einer rechten Klappe. 5×. Obere Stringocephalen-Stufe (Schwelmer Kalk). Barmen-Rittershausen. Geol. Landesmus. Berlin

Kennzeichnende Merkmale: Ziemlich langer Schloßrand bei mittlerer Höhe; geringe Schiefe der Gestalt (kleine Dorsalwinkel); Längswölbung regelmäßig flach-oval; Querwölbung oval (links) bis fast elliptisch (rechts).

Umriß: Langer gerader Schloßrand; vorderer (115—120°) und hinterer (120—125°) Dorsalwinkel fallen steil ab; der vordere ist durch eine vergleichsweise große ohrenartige Verflachung ausgezeichnet. Vorderbogen etwas niedriger als der regelmäßigere Hinterbogen, beide fast elliptisch; Ventralbogen flach.

Die Gestalt hat nur geringe Schiefe, doch deutliche Unterschiede gegenüber der *Briartina*-Untergattung. Größte Höhe etwas hinter der Mitte. Berührungslinie deutlich, Umschlag schmal.

Längswölbung regelmäßig oval, größte Erhebung etwas vor der Mitte. Querwölbung in der linken Klappe oval, rechts fast elliptisch, größte Erhebung nur wenig unter der Mitte; ventraler Randbogen ganz allmählich und regelmäßig in die Schalenwölbung übergehend.

Augenhöcker meist kräftig, Augenfleck und zentraler Muskelfleck in der Regel angedeutet.

Schloßbau unbekannt.

Schalenoberfläche mit undeutlichen Poren.

Beziehungen: Die Art steht *consobrina* am nächsten, unterscheidet sich aber durch die geringere Schiefe der Gestalt, vor allem den kleineren hinteren Dorsalwinkel und die durchschnittlich größere Länge des Schloßrandes; auch bleibt die Art durchschnittlich kleiner als *consobrina*.

Stücke der vorliegenden Art sind z. B. von E. Kayser (Geol. Landesmuseum) als *L. briarti* bestimmt worden. Von dieser Art unterscheidet sich die vorliegende jedoch durch die offensichtliche Schiefe der Achse und die größere Höhe (hier H : L 0,62—0,68, bei *quenstedti* (= *briarti)* 0,50—0,60).

Vorkommen: Sötenicher Mulde: „Sötenich" (Geol. Landesmuseum), Münchenrath bei Sötenich (Geol. Landesmuseum, leg. P. G. Krause), zwischen Tiesberg und Rothenberg bei Wachendorf, Hangendes der Girzenberg-Stufe (Geol. Landesmuseum, leg. Schmierer). — Rechtsrheinisch: Elberfeld (Geol. Landesmuseum, Slg. Pastor Heinersdorff); das Gestein dieses Fundortes gleicht ganz dem von Barmen-Rittershausen, wahrscheinlich stammen die Stücke von dort.

Leperditia (Herrmannella) consobrina (Jones)

Taf. 46, Fig. 8 und Abb. 6

1896 *Leperditia consobrina* Jones, S. 147, Taf. 1, Fig. 6 a—c.
1919 *Leperditia consobrina* Maillieux, S. 109.

Weit über 100 Stücke.

Einige Maße:

	1a	1b	2a	2b	3a	3b	4	5
L	6,3	6,4	4,6	4,7	9,7	9,9	7,5	6,1
S	4,0	4,0	3,0	3,0	6,2	6,2	5,1	3,9
H	3,7	3,9	2,8	2,9	5,9	6,2	4,6	3,8
H:L	0,59	0,61	0,61	0,62	0,60	0,62	0,62	0,62
S:L	0,63	0,63	0,65	0,64	0,63	0,62	0,68	0,64

1—3: Doppelklappige Stücke (a linke, b rechte Kl.) von Sötenich; 4: L. Klappe von Sötenich; 5: R. Kl. von Münchenrath bei Sötenich.

	H : L		S : L	
	linke Kl.	rechte Kl.	linke Kl.	rechte Kl.
Grenzwerte	0,57—0,67	0,58—0,67	0,63—0,71	0,60—0,73
Durchschnittswerte . . .	0,61	0,63	0,67	0,66

Kennzeichnende Merkmale: Mäßig langer Schloßrand und mittlere Höhe; steiler Abfall des Vorderbogens; mäßige Schiefe der Achse; regelmäßige flach-ovale Längswölbung und ovale bis elliptische Querwölbung.

Umriß: An dem geraden Schloßrand sind die Dorsalwinkel gut ausgeprägt, häufig ohrenartig entwickelt. Der hintere Dorsalwinkel (140—150°) ist erheblich stumpfer als der vordere (115—125°). Der obere Ast des parabolischen Vorderbogens ist etwas weniger gebogen als der untere; Ventral-

bogen flach, Hinterbogen fast kreisförmig, bei der Annäherung an den Schloßrand fast gerade.

Die Achse verläuft mäßig schief zum Schloßrand; Länge des Schloßrandes zur Achsenlänge durchschnittlich wie 2:3. Größte Schalenhöhe etwas hinter der Mitte und vor dem hinteren Dorsalwinkel; Höhe am vorderen Dorsalwinkel auffällig geringer als am hinteren.

Die rechte Schale umgreift die linke mit Ausnahme des Schloßrandes ringsum, der glatte Umschlag springt in der Mitte des Ventralrandes vergleichsweise breit vor und ist vorn und hinten stark verschmälert.

Längswölbung sehr gleichmäßig, in der linken Klappe oval mit der höchsten Erhebung etwas vor der Mitte; in der rechten Klappe nahezu elliptisch mit der höchsten Erhebung etwas weiter rückwärts als in der Gegenklappe. Vorder- und Hinterrand sind spitz gerundet bis etwas aufgewulstet; hinten ein schwacher Randsaum, der aber nicht zum Ventralrand fortsetzt.

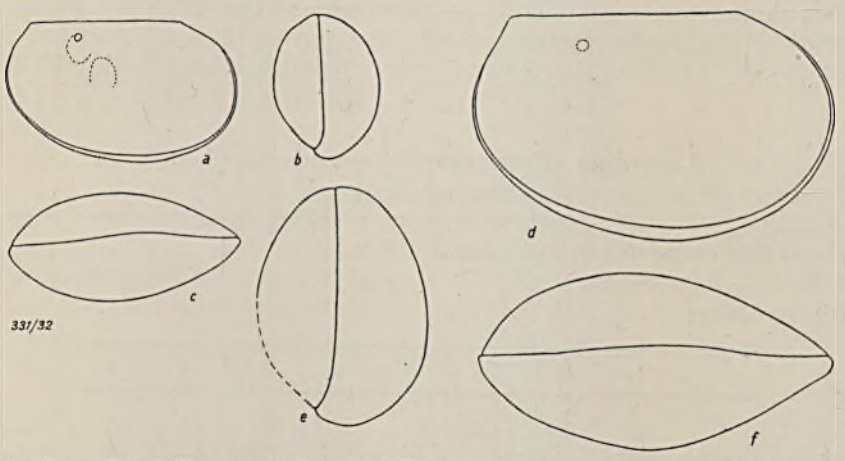


Abb. 6. *Leperditia (Herrmannella) consobrina* (JONES). a—c: Aufsicht, Hinter- und Ventralansicht des Stückes der Taf. 46, Fig. 8 von Sötenich. Geol. Landesmus. Berlin. d—f: Dieselben Ansichten eines Stückes von „Sötenich" im Geol. Mus. der Univers. Breslau. 5×. Untere Stringocephalen-Stufe

Querwölbung elliptisch bis oval, in der linken Klappe mehr zur Ellipse neigend; größte Erhebung nur wenig unter der Mitte. Ventraler Randbogen der rechten Klappe flach.

Der Augenhöcker ist nicht immer deutlich; er liegt ziemlich nahe am Schloßrand, vom Augenfleck umgeben. Zentraler Muskelfleck in der Regel undeutlich. Hinter dem Augenfleck verläuft vom Schloßrand aus eine flache Furche oder schmale Delle; sie ist auf einigen Steinkernen gut entwickelt, bei Schalenexemplaren meist erheblich undeutlicher.

Schloßrand mit taxodonter Zahnbildung.

Schalenoberfläche glatt, Poren meist undeutlich.

Jugendstadien haben in der Regel etwas weniger schiefe Achse.

Beziehungen: Außer durch die Maße ist *consobrina* durch die große Regelmäßigkeit der Wölbungsverhältnisse von allen ähnlichen Formen unterschieden.

Vorkommen: Sötenicher Mulde: „Sötenich" (Geol. Landesmuseum, Univ. Breslau, Techn. Hochschule Aachen, Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 385 n); Münchenrath bei Sötenich (Geol. Landesmuseum, leg. P. G. Krause); Hangendes der Girzenbergstufe zwischen Tiesberg und Rothenberg bei Wachendorf (Geol. Landesmuseum, leg. Schmierer); südlich Rothenberg bei Wachendorf, Fleckenmergel der Girzenbergstufe (Geol. Landesmuseum, leg. Schmierer). — Rechtsrheinisch: Elberfeld, Unt. Varresbeck, schwarzer Kalk des Schwelmer Kalks (Geol. Landesmuseum, Slg. Waldschmidt); Zeche Schwelm (Geol. Landesmuseum, leg. Kirchhoff); Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum, Senckenberg-Museum, Nr. 398 a).

Horizont: Untere Stringocephalen-Stufe und unterer Teil der Oberen Stringocephalen-Stufe (Schwelmer Kalk).

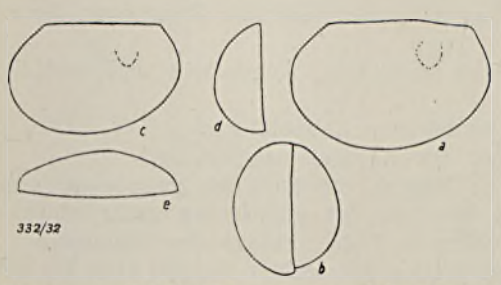


Abb. 7. *Leperditia (Herrmannella) lotzi* n. sp. a und b: Aufsicht und Vorderansicht der rechten Klappe (Holotyp). c—e: Aufsicht, Vorder- und Ventralansicht einer rechten Klappe. 5×. Lindener Mark bei Gießen. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmuseum Berlin

Leperditia (Herrmannella) lotzi n. sp.

Taf. 46, Fig. 10 und Abb. 7

1900 *Leperditia obtusa* Lotz, S. 204, Taf. 3, Fig. 12.

12 Stücke.

Einige Maße:

	1a	1b	2	3	4	5	6	7
L	5,1	5,2	3,8	3,8	4,1	4,0	5,5	4,6
S	3,6	3,6	2,6	2,7	2,7	2,5	3,7	3,2
H	3,1	3,3	2,3	2,2	2,6	2,4	3,5	2,9
H:L	0,61	0,63	0,61	0,58	0,63	0,60	0,64	0,63
S:L	0,70	0,69	0,69	0,71	0,66	0,63	0,67	0,70

1a und 1b: Linke und rechte Klappe (Holotyp); 2: Rechte Kl. (Abb. von Lotz); 3, 4 und 7: Linke Klappen; 5 und 6: Rechte Klappen; sämtliche Stücke von Gießen.

	H : L		S : L	
	linke Kl.	rechte Kl.	linke Kl.	rechte Kl.
Grenzwerte	0,58—0,63	0,62—0,64	0,66—0,71	0,63—0,69
Durchschnittswerte . . .	0,61	0,63	0,69	0,67

Kennzeichnende Merkmale: Maße und Umriß ähnlich denen von *L. consobrina;* Längswölbung dachförmig gerundet, ohne Randsaum; Querwölbung oval, rechte Klappe ventral wenig übergreifend.

Umriß: Ähnlich dem von *consobrina.* An den geraden Schloßrand schließt der hintere Dorsalwinkel mit etwa 130°, der vordere mit 115—120° an. Vorder- und Hinterbogen parabolisch, Ventralbogen im Durchschnitt etwas kräftiger vorspringend als bei *consobrina.*

Achse mäßig schief; größte Schalenhöhe bei ¾ der Schloßrandlänge. Die rechte Schale umgreift die linke ringsum, ventral jedoch nicht so stark wie bei *consobrina.*

Längswölbung gerundet dachförmig, mit drei abgerundeten Wölbungsknicken; vorderer und hinterer Randbogen gerundet, kein Randsaum. Querwölbung oval, größte Erhebung in der rechten Klappe meist etwas über der Mitte, links etwas darunter; ventraler Randbogen der rechten Klappe nur wenig ausgeprägt.

Augenhöcker meist undeutlich, Augenfleck und zentraler Muskelfleck angedeutet.

Schloßrand mit taxodonter Zahnbildung.

Schalenoberfläche: Poren nicht nachweisbar.

Beziehungen: Nächst verwandt ist *consobrina;* von ihr unterscheidet sich die Art durch die von der elliptischen mehr abweichende dachförmig-gerundete Längswölbung und das Fehlen des Saumes am Hinterrand, sowie durch geringeres Übergreifen der rechten Klappe über die linke am Ventralrand.

Vorkommen: Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum, Geol. Institut Marburg, Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 398 a); Stuckenberg-W. bei Iserlohn (Geol. Landesmuseum, leg. A. FUCHS).

Horizont: Untere Stringocephalen-Stufe.

Leperditia (Herrmannella) waldschmidti (PAECKELMANN)

Taf. 46, Fig. 1 u. 2 und Abb. 8

1922 *Herrmannella waldschmidti* PAECKELMANN, S. 15.

Mehrere Dutzend Stücke.

Einige Maße:

	1a	1b	2	3	4a	4b	5	6
L	4,1	4,2	7,3	6,0	5,7	5,9	9,5	6,1
S	2,9	2,9	4,9	4,4	3,7	3,7	6,7	4,1
H	2,5	2,6	4,3	3,6	3,5	3,6	5,9	3,8
H:L	0,60	0,62	0,59	0,60	0,61	0,61	0,62	0,62
S:L	0,71	0,69	0,67	0,73	0,65	0,64	0,70	0,67

1: Doppelklappiges Stück von Rittershausen bei Barmen (a = linke, b = rechte Kl.); 2 und 3: Rittershausen, r. bzw. l. Kl.; 4: Doppelklappiges Stück von Sötenich; 5: Münchenrath bei Sötenich, rechte Kl.; 6: Wachendorf, linke Kl.

	H : L		S : L	
	linke Kl.	rechte Kl.	linke Kl.	rechte Kl.
Grenzwerte	0,58—0,67	0,58—0,73	0,65—0,73	0,62—0,73
Durchschnittswerte . . .	0,61	0,62	0,68	0,67

Kennzeichnende Merkmale: Geradlinig abfallender, vorspringender Vorderbogen; schwach gewulsteter Vorder- und Hinterrand mit auffälligem Polster in den Achsenenden, besonders der rechten Klappe; Längswölbung im vorderen Schalenteil oval, nach hinten geradlinig oder gar schwach konkav; Querwölbung nahezu elliptisch.

Umriß: Schloßrand gerade, mit scharfen Dorsalwinkeln (vorderer 125 bis 130°, hinterer 140—145°), die ohrenartig betont sein können. Vorderbogen parabolisch, Ventralbogen bei der linken Klappe flacher, bei der rechten kräftig geschwungen. Der breite Hinterbogen ist parabolisch bis fast kreisförmig, am hinteren Dorsalwinkel fast gerade oder sogar etwas konkav.

Die Achse verläuft schräg zum Schloßrand. Länge des Schloßrandes zur Länge der Achse etwa wie 2:3, Verhältnis der größten Höhe zur Achsenlänge

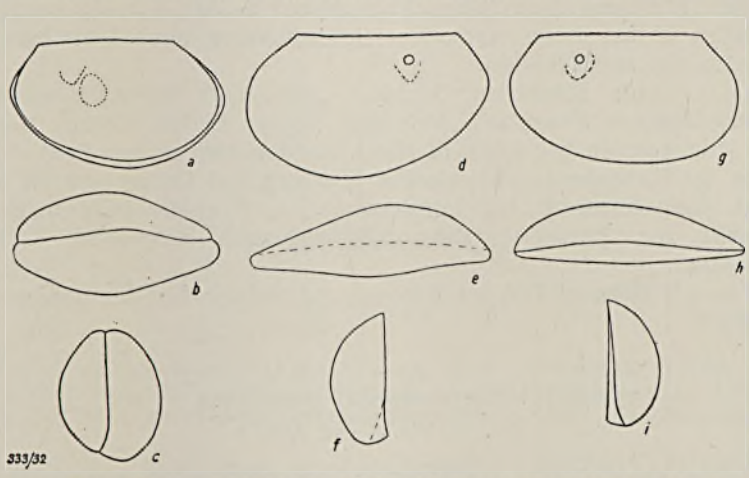


Abb. 8. *Leperditia (Herrmannella) waldschmidti* (Paeckelmann). 5×. a—c: Doppelklappiges Stück von „Sötenich", Aufsicht, Ventral- und Hinteransicht; Untere Stringocephalen-Stufe; d—f: Aufsicht, Ventral- und Vorderansicht einer rechten, g—i: einer linken Klappe von Barmen-Rittershausen; Obere Stringocephalen-Stufe. — Geol. Landesmuseum Berlin

etwas niedriger. Größte Höhe hinter der Mitte des Schloßrandes; bei der rechten Klappe Höhe am vorderen erheblich geringer als am hinteren Dorsalwinkel; bei der linken Klappe ist der Unterschied geringer.

Die rechte Klappe umgreift die linke mit Ausnahme des Schloßrandes ringsum, am stärksten in der Mitte des Ventralrandes, nächstdem am vorderen und hinteren Achsenende. Der glatte und in der Mitte des Ventralrandes vergleichsweise schmale Umschlag verläuft von einem Dorsalwinkel zum anderen.

Die Längswölbung setzt am vorderen Schalenteil oval ein, der Hinterabfall ist jedoch fast geradlinig, oft sogar schwach konkav eingebogen. Die kurzen vorderen und hinteren Randbögen sind schwach gewulstet, die größte Erhebung liegt vor der Mitte. Die schwache Randwulst verstärkt sich an den Achsenenden der rechten Klappe oft knotig, besonders am Vorderrand. Diese knotige Verstärkung des Randwulstes hat ein stärkeres Übergreifen der rechten um die linke Klappe zur Folge als man in dieser Region bei anderen Arten gewöhnlich findet (vgl. besonders Abb. 8 a).

Querwölbung nahezu elliptisch. Am Ventralrand biegt die rechte Klappe in kurzem charakteristischem Bogen fast rechtwinklig um. Größte Erhebung der Schalen nahe der Mitte.

Der Augenhöcker liegt am Ende des vorderen Drittels des Schloßrandes und ist in der Regel deutlich, wenn auch schwach entwickelt, vom Augenfleck umgeben. Der zentrale Muskelfleck meist undeutlich.

Mehrere Präparate zeigen, daß der Schloßrand fein gezähnelt ist (Fig. 2).

Schalenoberfläche mit Poren besonders am Vorder- und Hinterrand; sonst glatt.

Beziehungen: Von verwandten Arten ist *waldschmidti* durch den charakteristisch vorstoßenden und gewulsteten Vorderrand sowie durch die Längswölbung unterschieden. Einen ähnlichen Umriß hat *L. altoides* WELLER (ULRICH & BASSLER, 1913) aus dem tiefen Unterdevon Nordamerikas; die Lage des Augenhöckers ist bei dieser Art offensichtlich anders, auch fehlt ihr der auffällige Wulst von *waldschmidti*.

Vorkommen: Sötenicher Mulde: „Sötenich" (Geol. Landesmuseum, Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 385 n, Univ. Berlin, Techn. Hochschule Aachen); Münchenrath bei Sötenich (Geol. Landesmuseum, leg. P. G. KRAUSE); Hangendes der Girzenbergstufe zwischen Tiesberg und Rothenberg bei Wachendorf (Geol. Landesmuseum, leg. SCHMIERER). — Rechtsrheinisch: „Bensberg" (Univ. Berlin, leg. BEYRICH); Barmen-Rittershausen, Schwelmer Kalk (Geol. Landesmuseum).

Horizont: Höherer Teil der Unteren und tieferer Teil der Oberen Stringocephalen-Stufe.

Leperditia (Herrmannella) perobliqua n. sp.

Taf. 46, Fig. 6 und Abb. 9

12 Stücke (z. T. schlecht erhalten).

Einige Maße:

	1	2	3	4
L	5,5	7.8	3,4	4,3
S	3,5	4,3	2,3	2,9
H	3,6	5,0	2,3	3,0
H:L	0,65	0.64	0,67	0,69
S: L	0,64	0,56	0,67	0,67

1: R. Kl. vom Wachtberg bei Sötenich (Holotyp)
2: L. Kl. ebendaher
3: L. Kl. aus der Lindener Mark bei Gießen
4: R. Kl. ebendaher

Kennzeichnende Merkmale: Schloßrand gleich oder kürzer als höchste Schalenhöhe; sehr schräge Achse; Längswölbung: Vorn flach gebogen mit Wölbungsknick, nach hinten flach abfallend; Querwölbung: Nahe dem Schloßrand flach bis fast gerade, im übrigen kreisförmig.

Umriß: Schloßrand vergleichsweise kurz, an den Dorsalwinkeln, besonders vorn, etwas vorgezogen. Vorderbogen zunächst etwas schräg, dann aber fast senkrecht vom Schloßrand abfallend, in elliptischem Bogen in den schräg nach hinten geneigten Ventralbogen übergehend. Hinterbogen elliptisch. Der ganze Umriß hat die Gestalt einer Ellipse, in der der Schloßrand eine schräg zu den Achsen verlaufende Sehne bildet.

Die Achse ist zum Schloßrand stark geneigt. Größte Höhe kurz vor oder hinter dem hinteren Dorsalwinkel. Berührungslinie deutlich, terrassenartig

abgesetzt, in der Mitte wenig vorgebogen. Umschlag glatt, in der Mitte des Ventralrandes mäßig verbreitert; wieweit er am Vorder- und Hinterrand hinaufzieht, ist nicht zu ermitteln.

Längswölbung mit höchster Erhebung hinter der Mitte, von der die Schale zum Hinterrand eben abfällt, mit spitz gerundetem, hinteren Randbogen; nach vorn fällt die Schale mäßig gebogen ab mit schwachem Wölbungsknick unfern vom Vorderrand, der etwas stumpferen Randbogen hat als der Hinterrand.

Querwölbung nahezu kreisförmig mit kaum eingeschlagenem ventralen Randbogen; der an den Schloßrand anschließende Schalenteil etwas schwächer gebogen, bisweilen sogar gerade.

Augenhöcker vergleichsweise weit vom vorderen Dorsalwinkel entfernt, mit mäßigem Abstand vom Schloßrand. Augenfleck schwach angedeutet, Muskeleindrücke sonst nicht beobachtet.

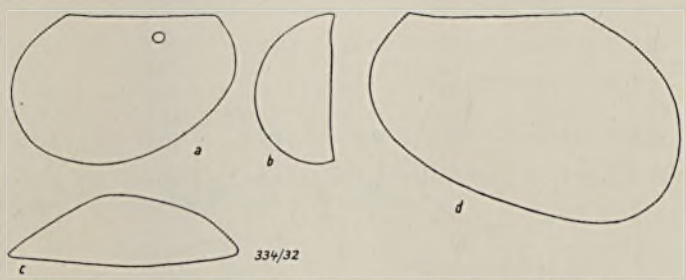


Abb. 9. *Leperditia (Herrmannella) perobliqua* n. sp. a—c: Aufsicht, Vorder- und Ventralansicht der rechten Klappe (Holotyp); d: Aufsicht auf die linke Klappe. 5×. Wachtberg bei Sötenich. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmuseum Berlin

Schloßbau: Ein Stück zeigt taxodonten Bau.

Schalenoberfläche: Poren undeutlich.

Vorkommen: Sötenicher Mulde: „Sötenich" (Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 385n); Wachtberg bei Sötenich (Geol. Landesmuseum, leg. P. G. Krause). — Rechtsrheinisch: Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum und Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 398a).

Horizont: Untere Stringocephalen-Stufe.

Leperditia (Herrmannella) fastigata n. sp.

Taf. 46, Fig. 9 und Abb. 10

8 Stücke.

Einige Maße:

	1a	1b	2a	2b	3	4	5
L	3,2	3,2	2,3	2,3	5,0	5,3	4,1
S	2,2	2,2	1,6	1,6	3,6	3,8	3,0
H	2,0	2,1	1,4	1,5	3,2	3,5	2,7
H:L	0,63	0,65	0.61	0,65	0,64	0,66	0,66
S:L	0,69	0,69	0,69	0,69	0,72	0,72	0,73

1a und b: Linke und rechte Klappe eines doppelklappigen Stückes von „Sötenich"; 2a und b: Desgl.; 3 und 4: Linke Klappen von „Sötenich"; 5: Linke Klappe vom Wachtberg bei Sötenich.

	H : L		L : S	
	linke Kl.	rechte Kl.	linke Kl.	rechte Kl.
Grenzwerte	0,61—0,66	0,65	0,69—0,73	0,69
Durchschnittswerte . . .	0,64	0,65	0,71	0,69

Kennzeichnende Merkmale: Mäßig langes Schloß bei mittlerer Höhe; geringe Schiefe der Achse; Längswölbung: In der Mitte gebuckelt, mit flachem, fast konkavem Abfall zum Hinterrand; Querwölbung oval, linke Klappe oft besonders flach vom Schloßrand abfallend.

Umriß: Mit dem geraden Schloßrand bilden die schwach ohrenartig betonten Dorsalwinkel 115—120° (vorn) bzw. 130° (hinten). Der Vorderbogen verläuft zunächst gerade, meist sogar etwas konkav eingebogen und geht ziemlich weitbogig in den mäßig geschwungenen Ventralbogen über. Hinterbogen parabolisch, der an den Schloßrand anschließende Teil gerade oder ebenfalls etwas konkav.

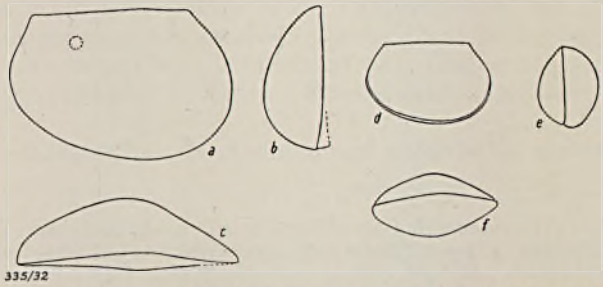


Abb. 10. *Leperditia (Herrmannella) fastigata* n. sp. a—c: Aufsicht, Hinter- und Ventralansicht der linken Klappe (Holotyp); d—f: Aufsicht, Hinter- und Ventralansicht eines doppelklappigen Stückes. 5×. „Sötenich". Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmuseum Berlin

Gestalt mäßig schief; größte Höhe hinter der Mitte, bei ¾ der Schloßrandlänge. Der glatte Umschlag am Vorderrand schmal, am Ventralrand mäßig verbreitert, am Hinterrand wieder sehr schmal und anscheinend nicht bis zum hinteren Dorsalwinkel fortsetzend. Berührungslinie überall scharf treppenförmig abgesetzt, in der Mitte des Ventralrandes mäßig vorgebogen.

Die Längswölbung erhält durch einen ungefähr in der Mitte gelegenen Buckel ein unregelmäßig dachförmiges Gepräge; von der ein wenig hinter der Mitte gelegenen höchsten Erhebung fällt die Schale nach hinten flach bis schwach konkav eingebogen ab und bildet einen kaum abgerundeten Randbogen; nach vorn fällt sie in flach konvexem Bogen ab und bildet einen stärker aufgeblähten Randbogen.

Querwölbung oval mit größter Höhe unterhalb der Mitte; die linke Klappe fällt vom Schloßrand flach ab.

Schloß: Unter einer ausgeprägten Längsleiste sitzen an die 60 feine, senkrecht zum Rand gestellte Zähnchen.

Schalenoberfläche: Poren nicht beobachtet.

Der nicht immer deutliche Augenhöcker liegt vergleichsweise nahe am Schloßrand. Augenfleck und zentraler Muskelfleck sind bisweilen angedeutet.

Beziehungen: Die bezeichnenden Wölbungsverhältnisse treten in ähnlicher Weise noch bei *L. curva* auf, die aber durch ganz abweichende Gestalt gekennzeichnet ist.

Vorkommen: Bisher nur in der Sötenicher Mulde: „Sötenich" (Geol. Landesmuseum); Leperditienschiefer vom Wachtberg bei Sötenich (Geol. Landesmuseum, leg. P. G. Krause).

Horizont: Untere Stringocephalen-Stufe.

Leperditia (Herrmannella) curva n. sp.

Taf. 46, Fig. 4 und Abb. 11

10 Stücke.

Einige Maße:

	1	2	3	4	5	6
L	6,6	3,9	3,2	4,1	3,8	3,7
S	4,3	2,7	2,1	2,7	2,3	2,5
H	4,9	2,9	2,3	3,0	2,7	2,7
H:L	0,74	0,74	0,71	0,73	0,71	0,73
S:L	0,65	0,68	0,66	0,66	0,61	0,68

1—5: Wachtberg bei Sötenich; 1: rechte Klappe, Holotyp; 2, 3 und 5: Linke Klappen; 4: Rechte Klappe; 6: Rechte Klappe von Gießen.

	H : L		S : L	
	linke Kl.	rechte Kl.	linke Kl.	rechte Kl.
Grenzwerte	0,71—0,74	0,67—0,74	0,61—0,68	0,64—0,68
Durchschnittswerte . . .	0,72	0,71	0,65	0,65

Kennzeichnende Merkmale: Schloßrand kürzer als höchste Höhe; sehr starke Längswölbung mit flachem Abfall zum Hinterrand, gewölbtem Abfall zum Vorderrand; Querwölbung oval bis elliptisch; rechte Klappe mit kräftigem parabolischem Vorsprung des Hinterbogens.

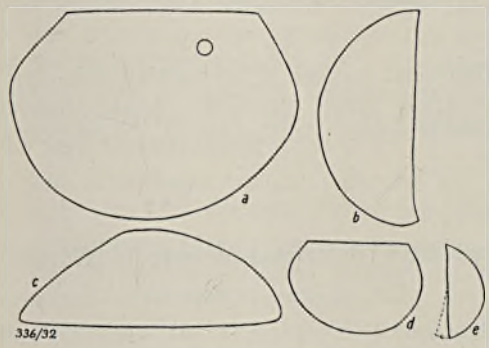


Abb. 11. *Leperditia (Herrmannella) curva* n. sp. a—c: Aufsicht, Vorder- und Ventralansicht der rechten Klappe (Holotyp). Wachtberg bei Sötenich; d und e: Aufsicht und Vorderansicht der linken Klappe. Lindener Mark bei Gießen. 5×. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin

Umriß: Schloßrand kurz, gerade. Vorderer Dorsalwinkel 120—125°, hinterer 130—135°. Vorderbogen parabolisch, Ventralbogen stark elliptisch, Hinterbogen kräftig parabolisch vorspringend mit fast geradem Oberast.

Gestalt mäßig schief, höchste Höhe nur wenig hinter der Schalenmitte. In der rechten Klappe zeigt die Achse ein ungewöhnliches Verhalten, indem sie von vorn nach hinten ansteigt, eine Folge des nahe an den Schloßrand herangerückten parabolischen Vorsprungs des Hinterbogens. Bei der linken Klappe ist dieser Vorsprung kaum ausgeprägt, die Achse dieser Klappe hat daher die übliche Richtung. Dieses Sonderverhalten ändert nichts an der allgemeinen Schiefe der Gestalt, die in der geringeren Schalenhöhe am vorderen gegenüber dem hinteren Dorsalwinkel auch in der rechten Klappe ausgedrückt ist. Berührungslinie in der Mitte des Ventralrandes nur wenig vorgebogen und hier etwas abgeschwächt, sonst gut ausgeprägt. Umschlag vergleichsweise schmal, vorn und hinten hoch hinaufziehend.

Starke Längswölbung; höchste Erhebung in der Mitte oder etwas hinter der Mitte; flacher, bisweilen etwas konkaver Abfall nach hinten mit kurz gerundetem Randbogen, gewölbter Abfall nach vorn mit breiter gerundetem Randbogen.

Querwölbung elliptisch bis oval, höchste Erhebung nahe der Mitte; ventraler Randbogen nicht besonders ausgeprägt.

Augenhöcker meist undeutlich, 1/3 bis 1/4 der Schloßrandlänge vom vorderen Dorsalwinkel entfernt, mit mäßigem Abstand vom Schloßrand; Augenfleck an einigen Stücken deutlich. Zentraler Muskelfleck stets undeutlich.

Schloß unbekannt.

Schalenoberfläche: Poren undeutlich.

Beziehungen: Gestalt und Wölbungsverhältnisse unterscheiden die Art auch von den nächstverwandten Arten, wie *L. fastigata*.

Vorkommen: Sötenicher Mulde: Wachtberg bei Sötenich, Leperditienschiefer (Geol. Landesmuseum, leg. P. G. KRAUSE). — Rechtsrheinisch: Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum, Verf. leg., und Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 398 a, leg. RICHTER).

Horizont: Unt. Stringocephalen-Stufe.

Subgenus Briartina nov. subgen.: Leperditien mit dem Schloßrand paralleler oder kaum merklich schief gestellter Achse, nahezu gleichen Dorsalwinkeln und subsymmetrischem Schalenumriß. Subgenotyp: *Leperditia quenstedti* GÜMBEL (1874).

Leperditia (Briartina) quenstedti (GÜMBEL)

Taf. 46, Fig. 14 und Abb. 12

1852 „*Cytherina* von Sötenich" QUENSTEDT, S. 301, Taf. 23, Fig. 38.
1874 *Leperditia Quenstedti* GÜMBEL, S. 69.
1881 *Leperditia Briarti* DEWALQUE, Taf. 2, Fig. 2 (Fig. 3?).
1896 *Leperditia Briarti* JONES, S. 147.
1919 *Leperditia Briarti* MAILLIEUX, S. 109.

Etwa ein Dutzend Stücke.
Einige Maße:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
L	6,0	4,3	5,6	2,5	3,8	2,6	3,0	5,7	4,2	5,0
S	4,2	3,2	4,2	1,8	2,7	1,8	2,2	4,3	3,3	3,6
H	3,1	2,4	3,1	1,3	2,2	1,5	1,8	2,9	2,3	2,5
H:L	0,52	0,56	0,55	0,54	0,58	0,58	0,60	0,51	0,55	0,50
S:L	0,70	0,74	0,75	0,72	0,71	0,71	0,73	0,75	0,79	0,72

1: Linke Klappe von Sötenich (Neotyp); 2: Linke Klappe ebendaher; 3 und 4: Rechte Klappe ebendaher; 5 und 6: Linke Klappe von Gießen; 7: Rechte Klappe von Gießen; 8: Maße der Abb. von QUENSTEDT 1852; 9 und 10: Maße zweier Stücke aus dem belgischen Stringocephalenkalk nach den Angaben von JONES 1896.

	H : L		S : L	
	linke Kl.	rechte Kl.	linke Kl.	rechte Kl.
Grenzwerte	0,52—0,59	0,54—0,60	0,70—0,75	0,72—0,75
Durchschnittswerte . . .	0,56	0,56	0,72	0,73

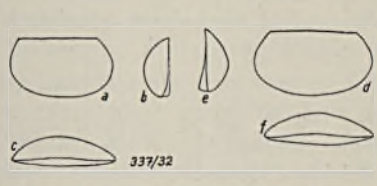


Abb. 12. *Leperditia (Briartina) quenstedti* (GÜMBEL). a—c: Aufsicht, Hinter- und Ventralansicht einer linken Klappe; d—f: Aufsicht, Vorder- und Ventralansicht einer linken Klappe. 5×. Lindener Mark bei Gießen. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmuseum Berlin

Kennzeichnende Merkmale: Langer Schloßrand bei geringer Höhe; Längswölbung elliptisch bis oval, Querwölbung ebenfalls elliptisch bis oval.

Umriß: Schloßrand lang und gerade mit scharf ausgeprägten Dorsalwinkeln, die ohrenartig gestaltet sein können. Vorderer Dorsalwinkel 115—125°, hinterer 125—130°. Der nur wenig vorspringende parabolische Vorderbogen ist in seinem oberen Ast schwächer gebogen als im unteren. Der Ventralbogen ist flach, seine Richtung dem Dorsalrand nahezu parallel. Der parabolische Hinterbogen springt etwas stärker vor als der Vorderbogen, sein Oberast ist mehr gerundet als der des Vorderbogens.

Die Achse läuft dem Schloßrand parallel oder ist nur ganz wenig zu ihr geneigt. Die größte Höhe liegt in der Mitte oder nur wenig hinter ihr.

Längswölbung sehr regelmäßig elliptisch bis oval, die größte Erhebung liegt nur wenig vor der Mitte; Vorder- und Hinterrand sind spitz gerundet. Querwölbung ebenfalls regelmäßig elliptisch bis oval, im dorsalen Teil etwas flacher als im ventralen.

Die Berührungslinie ist ventral nur wenig gegen die linke Klappe vorgebogen. Der Umschlag ist nicht sehr breit, der freie Rand ist nur wenig vorgebogen.

Der Augenhöcker liegt nahe am Schloßrand und vergleichsweise weit vom vorderen Dorsalwinkel entfernt; er ist wenig ausgeprägt und bei den Stücken von Gießen zufolge der Erhaltung ganz undeutlich.

Schloßbau unbekannt.

Schalenoberfläche: Poren nicht beobachtet.

Beziehungen: *L. desiderata* BARRANDE (1872, S. 530) erinnert wohl an *quenstedti*, hat aber stärker gebogenen Ventralrand und sehr tief liegenden Augenhöcker. Im übrigen ergeben sich die Unterschiede gegenüber der vorliegenden und den weiter beschriebenen *Briartina*-Arten schon aus den Maß- und Wölbungsverhältnissen.

Bemerkungen: Die Art ist erstmalig von QUENSTEDT abgebildet und kurz gekennzeichnet worden; GÜMBEL hat sie benannt. Nach der Beschreibung, die DEWALQUE und JONES von *L. briarti* geben, gehört diese Art sicher hierher. Allerdings ist die Darstellung von DEWALQUE insoweit unzutreffend, als er angibt, daß seine Figur 2e und f die Aufsicht auf die rechte Klappe darstelle; dann würde die linke Klappe die rechte umgreifen, was bei *Leperditia* nicht vorkommt. Ohne Zweifel handelt es sich bei der Figur um die Aufsicht auf die linke Klappe (entsprechend bei 2c und d um die rechte). Bei der Vergrößerung (d und f) zeigt dann allerdings das Vorderende eine größere Höhe, was ebenfalls bei *Leperditia* nicht vorkommt oder doch ganz ungewöhnlich ist. Augenscheinlich sind die Abbildungen stark „geschönt".

Die Stücke, die sowohl QUENSTEDT wie GÜMBEL vorgelegen haben, sind in den Museen zu Tübingen und München nicht mehr auffindbar; ich bestimme daher das vom *locus typicus* stammende Stück der Taf. 46, Fig. 14 zum Neotyp.

Vorkommen: Sötenicher Mulde: „Sötenich" (Geol. Landesmuseum und Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 385 n, 399 a). — Rechtsrheinisch: Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum und Senckenberg-Museum, Frankfurt 398 a und 398 b).

Horizont: Untere Stringocephalen-Stufe.

Leperditia (Briartina) hassiaca n. sp.

Taf. 46, Fig. 11 und Abb. 13

6 Stücke.
Einige Maße:

	1	2	3	4	5	Grenzwerte linke Kl.	Grenzwerte rechte Kl.
L	4,1	5,2	6,1	3,9	4,7		
S	3,0	3,9	4,3	2,8	3,4		
H	2,2	3,1	3,5	2,3	2,8		
H:L	0,54	0,60	0,57	0,59	0,60	0,54—0,60	0,59—0,60
S:L	0,73	0,75	0,70	0,72	0,72	0,70—0,75	0,72

1—3: Linke Klappen (1 Holotyp); 4 und 5: Rechte Klappen von Gießen.

Kennzeichnende Merkmale: Langer Schloßrand bei geringer Höhe (ähnlich *quenstedti);* Längswölbung gerundet dachförmig, Querwölbung oval (Unterschied von *quenstedti).*

Umriß: Ähnlich dem von *quenstedti;* Vorderbogen springt wohl etwas mehr vor und der Ventralbogen ist ein wenig mehr geschwungen als dort. Die Dorsalwinkel sind markant und können ein wenig ohrenartig ausgezogen sein.

Die Achse läuft dem Schloßrand parallel. Größte Höhe nur wenig hinter der Mitte.

Längswölbung gerundet dachförmig, höchste Erhebung in der Mitte; vorderer und hinterer Randbogen stoßen in abgerundeter Ecke an die übrige Wölbung an (Unterschied gegen *quenstedti).* Querwölbung regelmäßig oval, ventraler Randbogen kurz umgebogen.

Umschlag mäßig breit; Berührungslinie der linken Klappe nur wenig eingebogen.

Augenhöcker zufolge der Erhaltung nur wenig deutlich, doch ziemlich weit vom Dorsalwinkel entfernt und nahe am Schloßrand.

Schloßbau unbekannt.

Schalenoberfläche: Poren nicht beobachtet.

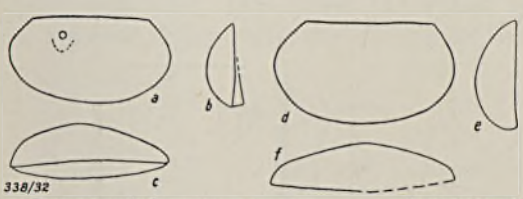


Abb. 13. *Leperditia (Briartina) hassiaca* n. sp. a—c: Aufsicht, Hinter- und Ventralansicht der linken Klappe (Holotyp); d—f: Aufsicht, Vorder- und Ventralansicht der rechten Klappe. 5×. Lindener Mark bei Gießen. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmuseum Berlin

Beziehungen: Die Unterschiede gegenüber der nächst verwandten Art, *L. quenstedti,* sind oben schon hervorgehoben.

Vorkommen: Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum und Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 398 a).

Horizont: Untere Stringocephalen-Stufe.

Leperditia (Briartina) obtusa (Jones)

Taf. 46, Fig. 12 und Abb. 14

1896 *Leperditia obtusa* Jones, S. 145, Taf. 1, Fig. 4 und 5.
1919 *Leperditia obtusa* Maillieux, S. 109.

14 Stücke.

Einige Maße:

	1	2	3	4	5	Grenzwerte linke Kl.	Grenzwerte rechte Kl.
L	4,3	3,8	3,9	5,3	4,8		
S	3,0	2,6	2,8	3,7	3,3		
H	2,7	2,4	2,4	3,4	3,0		
H:L	0,63	0,63	0,62	0,64	0,63	0,62—0,64	0,62—0,63
S:L	0,70	0,69	0,72	0,70	0,71	0,70—0,71	0,69—0,72

1—3: Rechte Klappen; 4 und 5: Linke Klappen von Gießen (4: Taf. 46, Fig. 12).

Kennzeichnende Merkmale: Langer Schloßrand bei mittlerer Höhe; nahezu symmetrischer Umriß; Längs- und Querwölbung oval.

Umriß: Schloßrand lang und gerade. Die Dorsalwinkel sind bei guter Erhaltung recht scharf, die Ecken können sogar etwas ohrenartig abgesetzt sein. (Wenn JONES sagt: „les angles dorsaux ne sont pas fort prononcés", so liegt das offensichtlich daran, daß er wenig gut erhaltene Stücke unter den Händen hatte, wie auch seine Abb. beweist; deshalb sind auch seine Maßzahlen unsicher.) Wo sie mehr abgerundet erscheinen, ist es Erhaltungsbedingt. Vorder- und Hinterbogen springen fast kreisförmig vor, im oberen Teil ist der Vorderbogen wohl ein wenig mehr gestreckt als der Hinterbogen. Der Ventralbogen ist schwach geschwungen, seine Richtung dem Schloßrand parallel. Der hintere Dorsalwinkel ist nur um 5 bis höchstens 10° stumpfer als der vordere.

Die Achse läuft dem Schloßrand parallel, die größte Höhe der Schale liegt wenig hinter der Mitte. Längswölbung oval, höchste Erhebung etwas vor der Mitte. Querwölbung ebenfalls oval, höchste Erhebung etwas unter der Mitte.

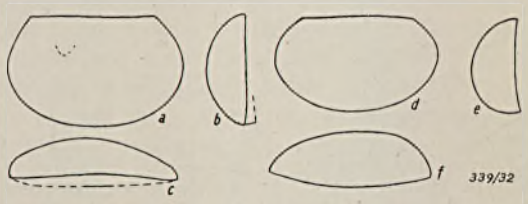


Abb. 14. *Leperditia (Briartina) obtusa* (JONES). a—c: Aufsicht, Hinter- und Ventralansicht der linken Klappe. Senckenbergmuseum Frankfurt a. M. Nr. 398 a; d—f: Aufsicht, Vorder- und Ventralansicht der rechten Klappe. Geol. Landesmuseum. 5×. — Untere Stringocephalen-Stufe. Lindener Mark bei Gießen.

Umschlag ziemlich breit, Berührungslinie gegen die linke Klappe ventral wenig vorgebogen.

Augenhöcker ist nur an einigen Stücken undeutlich vorhanden (Erhaltung!); er lag vergleichsweise weit vom Schloß- und Vorderrand entfernt. Augenfleck angedeutet.

Schloßbau unbekannt.

Schalenoberfläche: Poren nicht beobachtet.

Beziehungen: Abgesehen von der bei *L. quenstedti* schon erwähnten *L. desiderata* BARRANDE ist mit der vorliegenden Art noch *L. hudsonica* HALL (1859) verwandt (Unterhelderberg), die aber stärkere Wölbung hat; auch ist bei dieser Art H:L ∞ S:L ∞ 0,80, also erheblich höher als bei *obtusa* (vgl. JONES, 1890, S. 24). Die ähnliche *subparallela* SCHMIDT (1883) hat ebenfalls einen viel längeren Schloßrand als *obtusa* (S:L ∞ 0,85). Die mit *obtusa* zusammen vorkommenden Arten der Untergattung sind durch die angegebenen unterscheidenden Merkmale hinreichend gekennzeichnet.

Vorkommen: Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum und Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 398 a).

Horizont: Untere Stringocephalen-Stufe.

Leperditia (Briartina) librata n. sp.

Taf. 46, Fig. 13 und Abb. 15

8 Stücke.

Einige Maße:

	1a	1b	2	3
L	5,4	5,6	5,2	4,8
S	3,1	3,1	3,6	3,6
H	3,4	3,7	3,3	3,2
H:L	0,64	0,67	0,63	0,67
S:L	0,72	0,70	0,69	0,75

1a: Linke, 1b: Rechte Klappe des Holotyps; 2: Linke, 3: Rechte Klappe; sämtlich von Gießen.

Kennzeichnende Merkmale: Langer Schloßrand bei mittlerer Höhe und nahezu symmetrischem Umriß; Ventralbogen geschwungen; kräftige Längswölbung mit drei stumpfen Wölbungsknicken; Querwölbung oval, fast elliptisch.

Umriß: Schloßrand lang und gerade, in der Mitte durch gelindes Überhängen der Schale manchmal etwas verdeckt. Dorsalwinkel scharf, vorderer etwa 120—125°, hinterer 130—135°. Der Umriß daher fast symmetrisch. Vorderbogen parabolisch, hinterer desgleichen; der elliptische Ventralbogen springt kräftig vor.

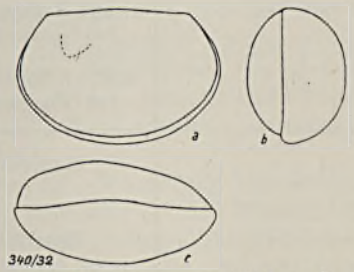


Abb. 15. *Leperditia (Briartina) librata* n. sp. (Holotyp). 5×. a—c: Aufsicht, Hinter- und Ventralansicht. Lindener Mark bei Gießen. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmuseum Berlin

Die Achse läuft dem Schloßrand parallel; größte Höhe der Schale nahe der Mitte.

Längswölbung im ganzen oval, doch mit drei stumpfen Wölbungsknicken, von denen je einer nahe am Vorder- und Hinterrand liegt, der dritte in der linken Klappe etwas vor der Mitte, in der rechten etwas weiter rückwärts liegt.

Querwölbung oval, rechte Klappe kräftiger als die linke gewölbt.

Berührungslinie ventral ziemlich kräftig vorgebogen. Umschlag mäßig breit, sein freier Rand etwas hinter der Mitte am weitesten vorspringend.

Augenhöcker undeutlich, Augenfleck angedeutet, zentraler Muskelfleck unscharf.

Schloßbau unbekannt.

Schalenoberfläche: Poren nicht beobachtet.

Beziehungen: Kräftige Wölbung und der vergleichsweise stark gebogene Ventralrand unterscheiden die Art von den anderen der Untergattung.

Vorkommen: Lindener Mark bei Gießen (Geol. Landesmuseum und Senckenberg-Museum Frankfurt, Nr. 398 a).

Horizont: Untere Stringocephalen-Stufe.

	Geographische Verbreitung												Lebensdauer			
	linksrheinisch						rechtsrheinisch						Unteres Mitteldevon		Oberes Mitteldevon	
		Unt. Stringoc.-St. d. Sötenicher M.					Schwelmer Kalk						Calceola-Stufe		Stringocephalen-Stufe	
	Ob. Calc.-Sch. von Gees	„Sötenich"	Münchenrath bei Sötenich	Wachtberg bei Sötenich	Zwischen Tiesberg und Rothenberg bei Wachendorf	Südlich Rothenberg bei Wachendorf	Bensberg	Elberfeld	Barmen-Ritterhausen	Zeche Schwelm	Unt. Hons. Sch. von Iserlohn	Massenkalk von Gießen	Unt.	Ob.	Unt.	Ob.
L. (Herrm.) calceolae	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.				
„ „ *strigosa*	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	+	+				
„ „ *subobliqua*	.	+	+	.	+	.	.	.	+	.	.	.				
„ „ *consobrina*	.	+	+	.	.	+	.	+	.	+	.	.				
„ „ *lotzi*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+				
„ „ *waldschmidti*	.	+	+	.	+	.	+	.	+	.	.	.				
„ „ *perobliqua*	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+				
„ „ *fastigata*	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.				
„ „ *curva*	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+				
„ (Briart.) *quenstedti*	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+				
„ „ *hassiaca*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+				
„ „ *obtusa*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+				
„ „ *librata*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+				

Die Verbreitung der beschriebenen Arten

Die geographische und stratigraphische Verbreitung der einzelnen Arten geht aus der Übersicht (S. 930) hervor.

Es ist beachtlich, daß im Unteren Mitteldevon außer dem Einzelexemplar von *L. calceolae* keine weiteren Funde bisher zutage gefördert worden sind, obschon andere Ostrakoden in dieser Formations-Abteilung keineswegs selten sind.

Im linksrheinischen Oberen Mitteldevon beschränken sich die bisherigen Fundpunkte auf die Sötenicher Mulde, wo andere Ostrakoden *(Beyrichia, Primitia, Bythocypris)* mit den Leperditien vergesellschaftet sein können. Sie gehören hier sämtlich zur Unteren Stringocephalen-Stufe (Untere Givet-Stufe). Aus der Oberen Stringocephalen-Stufe, deren wichtigstes Gesteinsglied der Eifeldolomit ist, sind bisher keine Funde zu verzeichnen.

Hinsichtlich dieser Fundpunkte ist zu bemerken, daß die Bezeichnung „Sötenich" als Sammelname angibt, daß die Fundstelle nicht näher bekannt ist. Bei Aufsammlungen aus neuerer Zeit ist in der Regel der Fundgunkt genauer bezeichnet.

Zunächst seien hier die Platten eines etwas mergeligen Kalksteins erwähnt, in dem die Leperditien fast gesteinsbildend auftreten und die Schichtflächen in Massen bedecken (Taf. 46, Fig. 15). Handstücke liegen im Geologischen Landesmuseum und im Senckenberg-Museum zu Frankfurt. Solche Platten wurden in dem Steinbruch gefunden, der auf der linken Seite des Urfttales, oberhalb Sötenich, gegenüber „Schpick" gelegen ist. In den mir vorliegenden Platten fanden sich *strigosa, subobliqua, consobrina* und *quenstedti*, bei starkem Überwiegen der *consobrina*. Berger stellt diesen Fundpunkt zum „Mittleren Stringocephalenkalk", Ritz zu den „obersten Kalken und Mergeln" des „Mittleren Mitteldevons"[3]).

Die Fundortsbezeichnung „Wachtberg bei Sötenich" bezieht sich auf Aufsammlungen von Herrn Professor P. G. Krause, die er nach seiner freundlichen Mitteilung in einem mergeligen „Leperditienschiefer" des kleinen Steinbruchs links am Wege von Münchenrath zum Girzenberg gemacht hat, der 400 m nordöstlich von der Kuppe des Wachtbergs liegt. Auch in der Nachbarschaft dieses Bruches tritt im Streichen dasselbe Gestein auf. Dieser Fundpunkt ist durch *perobliqua, fastigata* und *curva* gekennzeichnet und nimmt durch diese Gemeinschaft gegenüber allen anderen näher bestimmten Fundorten der Sötenicher Mulde eine Sonderstellung ein. Berger rechnet auch diesen Fundpunkt zum Mittleren Stringocephalenkalk, Ritz augenscheinlich zum Bornhardtina-Kalk des Mittleren Mitteldevons; danach liegt der stratigraphische Horizont tiefer als bei dem vorgenannten Fundort gegenüber Schpick.

Der Fundpunkt Münchenrath liegt in Brachiopoden-Korallen-Mergeln bei dem genannten Ort. Das Gestein unterscheidet sich von dem der beiden vorgenannten Fundpunkte. Nach Mitteilung von Herrn Prof. Krause ist zwar die Lage der Fundschicht nicht ganz genau zu bezeichnen, doch hält er das Gestein nur für unwesentlich älter als das des Steinbruchs gegenüber Schpick und jedenfalls für jünger als den Leperditienschiefer vom Wachtberg; faunistisch bestehen zu jenem recht nahe, zum Leperditienschiefer keine Beziehungen.

Die aus der Gegend von Wachendorf im Nordostteil der Sötenicher Mulde beschriebenen Funde verdanke ich Herrn Schmierer. Sie liegen in einem festen

[3]) Ob die von Ritz aus diesem Horizont sowie aus den Bornhardtina-Kalken angegebene *Cypridina* sp. eine *Leperditia* ist, habe ich noch nicht ausmachen können, da das Material der Aachener Technischen Hochschule noch nicht zugänglich war.

Kalk, der nach der Karte von Quiring der Girzenbergstufe angehört. Faunistisch stimmt dieser Fundpunkt im wesentlichen mit dem von Münchenrath und „gegenüber Schpick" überein, nicht dagegen mit dem Leperditienschiefer nordöstlich vom Wachtberg.

Im nördlichen Teil des rechtsrheinischen Schiefergebirges liegen die Fundorte teils in den Rotschiefern der Unteren Honseler Schichten (Untere Stringocephalen-Stufe), teils im Schwelmer Kalk (Obere Stringocephalen-Stufe). Von den beiden Formen der Honseler Schichten *(strigosa* und *lotzi)* ist die erstgenannte in der Fauna von Münchenrath vorhanden, *lotzi* dagegen fehlt anscheinend in der Sötenicher Mulde und im Schwelmer Kalk ganz.

Die Fauna des Schwelmer Kalkes *(subobliqua, consobrina, waldschmidti)* kommt auch an den Fundpunkten der Girzenbergstufe bei Wachendorf und bei Münchenrath vor. Immerhin ist bemerkenswert, daß *consobrina* und *waldschmidti* sich im allgemeinen zu meiden scheinen; insofern bestehen innerhalb dieser Schichtgruppen vielleicht noch weitere Unterschiede. Völlig verschieden ist dagegen die Fauna der Leperditienschiefer vom Wachtberg bei Sötenich.

Die Ähnlichkeit der Ostrakodenfauna der Girzenbergstufe und des Schwelmer Kalkes eröffnet hinsichtlich des stratigraphischen Vergleiches des links- und rechtsrheinischen Oberen Mitteldevons gewisse Aussichten, ohne daß allerdings zur Zeit mehr als ein Hinweis möglich wäre.

Hinsichtlich der Fauna des Massenkalkes der Lindener Mark bei Gießen ist zu bemerken, daß die hier beschriebenen Arten aus dem Geologischen Landesmuseum und dem Senckenberg-Museum im Betrieb 10 der Braunsteinwerke gefunden worden sind. Sie lagen dort in den untersten Teilen des Massenkalkes, nahe dessen Auflagerungsfläche auf dem Lindener Schiefer (Kegel, 1926), unweit des Unterhofes. Die allerdings spärliche Fauna des Lindener Schiefers enthält Arten des Unteren Mitteldevons, z. T. noch des jüngsten Unterdevons. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die Teile des Massenkalks, die die hier beschriebenen Leperditien beherbergen, an die Basis des Oberen Mitteldevons gehören. Lotz (1900) war allerdings geneigt, den Massenkalk von Gießen für ebenso jung zu halten wie den Schwelmer Kalk. Von den Leperditien des Schwelmer Kalks ist nun bisher keine Art bei Gießen gefunden worden. Andererseits enthält Gießen in *strigosa* und *lotzi* die beiden Arten der Unteren Honseler Schichten von Iserlohn. Ferner finden sich bei Gießen zwei Arten aus dem Leperditienschiefer vom Wachtberg bei Sötenich *(perobliqua* und *curva)*, also eines Fundpunktes, der von allen Sötenicher Fundorten stratigraphisch am tiefsten zu liegen scheint. Schließlich gewinnen bei Gießen die Arten der Untergattung *Briartina* eine starke Entwicklung, darunter in *obtusa* eine Form der unteren Givet-Stufe Belgiens. Mithin setzt sich, bei gleichzeitigem Fehlen der Arten des Schwelmer Kalkes, die Gießener Leperditien-Fauna aus Elementen der Unteren Honseler Schichten, der Leperditienschiefer vom Wachtberg bei Sötenich und der unteren Givet-Stufe Belgiens zusammen: alles Merkmale, die eine Einstufung wenigstens von Teilen des Gießener Massenkalks in die Untere Stringocephalen-Stufe rechtfertigen.

Nachtrag

Während des Druckes erhielt ich von Herrn W. E. Schmidt Handstücke eines Leperditien-Kalkes mit *Leperditia (Herrmannella) consobrina* und *L. (H.) subobliqua,* die in dem großen, nahe dem Urfttal gelegenen Steinbruch auf der

Südseite des von Münchenrath zum Girzenberg hinaufziehenden Tälchens gefunden wurden. Das Gestein ähnelt sehr den beschriebenen Leperditien-Platten des Steinbruchs „gegenüber Schpick", deren streichende Fortsetzung es bilden dürfte (vgl. S. 931).

In dem großen Steinbruch am Südfuß des Wachtbergs selbst sammelte Herr Schmidt in der Murchisonienschicht mehrere z. T. doppelklappige Stücke von *Leperditia (Herrmannella) waldschmidti*. Die Erhaltung dieser Stücke ähnelt durchaus den Stücken, die in verschiedenen Sammlungen unter der allgemeinen Bezeichnung „Sötenich" vertreten sind. Es mag hier noch einmal betont sein, daß diese Fundstelle mit der in der vorliegenden Beschreibung angewandten Fundortsbezeichnung „Wachtberg bei Sötenich" nicht identisch ist (vgl. S. 931).

Zusammenfassung

Die beschriebenen Leperditien lassen sich zu charakteristischen kleinen Faunengemeinschaften zusammenfassen, die sich in folgender Weise stratigraphisch ordnen:

1. Fauna der Oberen Calceola-Stufe: *Leperditia (Herrmannella) calceolae* n. sp.
2. Fauna der Unteren Stringocephalen-Stufe:
   a) Leperditienschiefer nordöstlich vom Wachtberg bei Sötenich (Bornhardtina-Kalk nach Ritz):
      Leperditia (Herrmannella) perobliqua n. sp.
      Leperditia (Herrmannella) fastigata n. sp.
      Leperditia (Herrmannella) curva n. sp.
   b) Rotschiefer der Unteren Honseler Schichten:
      Leperditia (Herrmannella) strigosa n. sp.
      Leperditia (Herrmannella) lotzi n. sp.
   c) Massenkalk der Lindener Mark bei Gießen (= 2 a + 2 b + Formen der unteren Givet-Stufe Belgiens):
      Leperditia (Herrmannella) strigosa n. sp.
      Leperditia (Herrmannella) lotzi n. sp.
      Leperditia (Herrmannella) perobliqua n. sp.
      Leperditia (Herrmannella) curva n. sp.
      Leperditia (Briartina) quenstedti (Gümbel)
      Leperditia (Briartina) hassiaca n. sp.
      Leperditia (Briartina) obtusa (Jones)
      Leperditia (Briartina) librata n. sp.
3. Fauna der Girzenbergstufe der Sötenicher Mulde und das Schwelmer Kalks (oberster Teil der Unteren bzw. unterer Teil der Oberen Stringocephalen-Stufe):
   Leperditia (Herrmannella) subobliqua n. sp.
   Leperditia (Herrmannella) consobrina n. sp.
   Leperditia (Herrmannella) waldschmidti (Paeckelmann).

Über Einzelheiten der geographischen und stratigraphischen Verbreitung gibt die Übersicht (vgl. S. 930) Auskunft. Wie aus dem beschreibenden Text hervorgeht, gründet sich die stratigraphische Einstufung zwar schon auf ein statt-

liches Material, das aber immer noch der Ergänzung und Berichtigung bedarf. Immerhin zeigt die vorstehende Zusammenstellung von neuem, daß die vielfach zu Unrecht vernachlässigten Ostrakoden wichtige stratigraphische Hilfsmittel werden können.

Angeführte Schriften

BARRANDE, J.: Système Silurien du Centre de la Bohême. — Suppl. 1. Prag 1872.

BERGER, L.: Die Nordwesthälfte der Sötenicher Mulde; ihre Ausbildung in streichender Richtung von Sistig bis Keldenich auf der Grundlage des Urftprofils. — Verh. naturh. Ver. Rheinl.-Westf., **66**, S. 1—28, Bonn 1909.

CHMIELEWSKI, C.: Die Leperditien der obersilurischen Geschiebe des Gouvernement Kowno und der Provinzen Ost- und Westpreußen. — Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg, **41**, S. 1—38, Taf. 1 und 2, Königsberg 1900.

DEWALQUE, G.: Fragments paléontologiques. — Ann. Soc. géol. Belg., **8**, mém., Seite 43—54, Taf. 1, Liége 1880.

GÜMBEL, W.: Ostracoden im Stringocephalenkalk von Paffrath. — N. Jb. Min., 1874, S. 68—70, Stuttgart 1874.

GÜRICH, G.: Das Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. — Verh. russ.-kais. min. Ges. (2), **32**, St. Petersburg 1896.

HALL, J.: Natural History of New York. Palaeontology 3. Albany 1859.

—: Contributions to Palaeontology; comprising descriptions of new fossils from the Upper Helderberg, Hamilton and Chemung Groups. — 15. ann. rep. Univ. St. New York, St. Cab. nat. Hist., S. 23—193, Albany 1862.

JONES, T. R.: Notes on the Palaeozoic Bivalved Entomostraca. No. III. Some Species of Leperditia. — Ann. and Mag. nat. Hist. (2), **17**, S. 81—101, London 1856.

—: Id. No. IV. Some North American Species. — Ann. and Mag. nat. Hist. (3), **1**, S. 241—257, Taf. 9 und 10, London 1858.

— & KIRKBY, J. W.: Id. No. V. Münster's Species from the Carboniferous Limestone. — Ann. and Mag. nat. Hist. (3), **15**, S. 404—410, Taf. 20, London 1865.

—: On Ancient Water-fleas of the Ostracodous and Phyllopodous Tribes (Bivalved Entomostraca). — Monthly Microsc. J., **4**, S. 184—193, Taf. 61, London 1870.

—: Notes on the Palaeozoic Bivalved Entomostraca. No. XII. Some Cambrian and Silurian Leperditiae and Primitiae. — Ann. and Mag. nat. Hist. (5), **8**, S. 332—350, London, 1881.

—: Id. No. XVII. Some North-American Leperditiae and allied Forms. — Ann. and Mag. nat. Hist. (5), **14**, S. 339—347, London 1884.

—: On some Palaeozoic Ostracoda from North America, Wales, and Ireland. — Quart. J., **46**, S. 1—31, Taf. 1—4, London 1890.

—: Quelques Ostracodes fossiles de la Belgique. — Ann. Soc. géol. Belg., **23**, S. 143 bis 150, Taf. 2, Liége 1896.

KEGEL, W.: Unterdevon von böhmischer Facies (Steinberger Kalk) in der Lindener Mark bei Gießen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **100**, Berlin 1926.

KOLMODIN, L.: Ostracoda Silurica Gotlandiae. — Öfvers. kongl. Vetensk. — Akad. Förh., 1879, No. 9, S. 133—139, Taf. 19, Stockholm 1879.

LEBEDEFF, N.: Obersilurische Fauna des Timan. — Mém. Com. géol., **12**, Nr. 2, 3 Taf., St. Petersburg 1892.

LOTZ, H.: Die Fauna des Massenkalks der Lindener Mark bei Gießen. — Schrift. Ges. Beförd. ges. Naturw. Marburg, **13**, S. 197—236, Taf. 1—4, Marburg 1900.

MAILLIEUX, E.: Note préliminaire sur quelques organismes microscopiques du Calcaire de Givet. — Bull. Soc. belge Géol., **28**, S. 108—110, Bruxelles 1919.

PAECKELMANN, W.: Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **91**, Berlin 1922.

QUENSTEDT, F. A.: Handbuch der Petrefaktenkunde. Tübingen 1852.

QUIRING, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. — Dies. Jb. für 1913, **34**, II, S. 81—223, Taf. 1, Berlin 1914.

RITZ, H.: Die Südwesthälfte der Sötenicher Mitteldevon-Mulde. — Dies. Jb. für 1930, **51**, 2, S. 565—594, Taf. 69, Berlin 1931.

Roemer, F.: Notiz über eine riesenhafte neue Art der Gattung Leperditia in Silurischen Diluvial-Geschieben Ost-Preußens. — Z. deutsch. geol. Ges., **10**, S. 356—360, Fig. 1—3, Berlin 1858.

Rouault, M.: Mémoire sur le terrain paléozoique des environs de Rennes. — Bull. Soc. géol. France (2), **8**, S. 358—399, Paris 1851.

Schmidt, F.: Miscellanea Silurica I. Über die russischen silurischen Leperditien. — Mém. Acad. imp. Sci. St. Petersburg (7), **21**, St. Petersburg 1873.

—: Miscellanea Silurica III. Nachtrag zur Monographie der russischen silurischen Leperditien. — Mém. Acad. imp. Sci. St. Petersburg (7), **31**, Nr. 5, St. Petersburg 1883.

Schmidt, F. & Jones, T. R.: On some Silurian Leperditiae. — Ann. and Mag. nat. Hist. (5), **9**, S. 168—171, London 1882.

Ulrich, E. O. & Bassler, R. S.: Ostracoda in: Systematic Paleontology of the Lower Devonian Deposits of Maryland. — Maryl. Geol. Surv., Lower Devonian. Baltimore 1913.

Waldschmidt, E.: Die mitteldevonischen Schichten des Wupperthales bei Elberfeld und Barmen. — Beilage zum Bericht über die Oberrealschule, Elberfeld 1888.

Zalanyi, M.: Morpho-systematische Studien über fossile Muschelkrebse. — Geol. Hung., Ser. Pal., **5**, Budapest 1929.

Druckfertig eingereicht am 28. Mai 1932

„Imprimatur" erteilt am 2. Dezember 1932

Über den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet

Von Wilhelm Kegel, Berlin

Mit Tafel 47 und 48 sowie 1 Abbildung im Text

1. Über eine Diabas-Stromoberfläche

Vor einigen Jahren hatte ich Gelegenheit, auf einem Abbau der Grube Königszug im Scheldetal (300 m-Sohle, Ostfeld, Abbau 4) Fließerscheinungen des Diabases zu beobachten und im Bilde festzuhalten, wobei mir der damalige Leiter der Grube, Herr Bergrat Dahms, und Herr Obersteiger Müller behilflich waren; auch hier sei ihnen dafür gedankt.

Die genannte Grube baut in ihrem Ostfeld auf einem mit mittleren Winkeln nach Osten einfallenden Roteisensteinlager. Im Liegenden des Lagers findet sich Schalstein, der Eisenstein selbst ist meist mehrere Meter mächtig. In seinem Hangenden tritt eine höchstens einige dm stark werdende Lage eines feingeschichteten Tuffes auf, der seinerseits von Diabas überlagert wird. Die beobachteten Fließerscheinungen finden sich auf der Unterseite des Diabases, also auf seiner Auflagerungsfläche auf dem Tuff. Das Bild dieser Fläche ist durch die Figur 1 auf Tafel 47 dargestellt. Fetzen eines 1—2 cm dicken Tuffbänkchens von rotbrauner Farbe hängen der Diabasfläche noch an; unter diesem Bänkchen folgt ein Kalkbänkchen von eben solcher Mächtigkeit und darunter das Eisensteinlager, das im Abbau gewonnen worden ist. Einen Querschnitt durch das Tuff- und Kalkbänkchen zeigt die Figur 2 auf Tafel 47.

Die Diabasunterfläche zeigt deutlich Fließerscheinungen, wie sie in bekannten Bildern ähnlich auch von heutigen Vulkanen dargestellt werden, z. B. von Mercalli (1907, Taf. 16) vom Kilauea. Es besteht eine weitgehende Ähnlichkeit mit solchen Darstellungen. Man sieht die bogenförmig angeordneten Diabasstränge, die sich gabeln und wieder zusammenlegen und an einzelnen Stellen deutlich wie aus mehreren Einzelsträngen zusammengedreht erscheinen. Gleichwohl bestehen auch Unterschiede; der wichtigste ist wohl eine deutliche Verflachung des Reliefs: Gegenüber Bildungen von heutigen Vulkanen fällt das flachere Profil der Stränge auf.

Mit Herrn Reck[1]), der mich bei einer Besprechung des Gegenstandes auf diesen Punkt besonders aufmerksam machte, glaubte ich ursprünglich darin ein Kriterium für Fließwülste zu erkennen, die an der Unterseite eines Stromes entstanden seien. Es ist aber die Frage, ob solche Fließerscheinungen, wie wir sie hier sehen, auf der Stromunterfläche überhaupt zustande kommen können. Beobachtungen an heutigen Vulkanen sind mir über diesen Gegenstand nicht bekannt geworden und auch Herr Reck bestätigte mir dasselbe aus seiner Kenntnis des Schrifttums.

Die Vorstellung, daß die einzelnen Diabasstränge auf der Unterseite hätten entstehen und eine Fließbewegung ausführen können, bietet bei dem vor-

[1]) Herrn Reck bin ich für verschiedene Hinweise zu Dank verpflichtet.

handenen Reibungswiderstand große Schwierigkeiten. Ich glaube aber, daß es sich hier gar nicht um Fließerscheinungen auf der Unterseite, sondern um solche auf der ursprünglichen Oberfläche des Diabasstromes handelt, die an der Stirn des Stromes beim Weiterfließen umgestülpt wurden und auf die Unterseite gerieten, ein Bewegungsvorgang, der von heutigen Lavaströmen bekannt ist[2]). In dieser Auffassung bestärkt die Betrachtung der Auflagerungsfläche des Stromes und die Beschaffenheit des Tuffbänkchens in seinem Liegenden (Taf. 47, Fig. 2).

Man sieht an dem Bilde deutlich, daß das feinschichtige Bänkchen durch das eingepreßte Relief der Diabasstränge eine Aufbiegung seiner Schichten erfahren hat, die in die Lücken zwischen die Stränge eingepreßt worden sind. Das Tuffbänkchen muß also zur Zeit des Ausbruchs des Lavastromes noch weich gewesen sein, so daß es das Relief der Diabasstränge wie ein Negativ abbilden konnte. Es ist wohl klar, daß das Bänkchen die faltenartige Aufbiegung seiner Feinschichtung (mit nach unten abnehmender Stärke) nicht in der vorliegenden regelmäßigen Weise hätte erhalten können, wenn die einzelnen Diabasstränge eine schiebende Eigenbewegung von einigem Ausmaß hätten entwickeln können; alsdann wäre das weiche Tuffmaterial aufgeschürft und mitgeschoben worden, die Schichtung wäre zerstört worden. Die Eigenbewegung der Diabasstränge muß also in dem Augenblick zum Stillstand gekommen sein, als sie der weichen Sedimentunterlage aufgeprägt waren.

Die Diabasfläche ist daher als eine ehemalige Stromoberfläche zu betrachten, die über den Stirnrand umgeklappt wurde und dann auf der Unterseite dem noch weichen Sediment ihr Relief aufprägte, wobei sich dieses selbst verflachte; daher rührt der Unterschied zwischen unserem Bild und ähnlichen Erscheinungen heutiger Stromoberflächen.

Es ist weiter die Frage, ob sich diese Vorgänge auf dem Meeresboden oder auf dem Land abgespielt haben. Das feingeschichtete Tuffbänkchen ist sehr wahrscheinlich durch Absatz im Wasser entstanden. Der unterlagernde Eisenstein enthält zwar nicht an Ort und Stelle, aber doch in geringer Entfernung innerhalb der Grube reiche Cephalopodenfaunen. Da der Strom das Tuffbänkchen noch nicht verhärtet angetroffen hat, so mußte sein Ausbruch zeitlich auf die Entstehung des Tuffbänkchens sehr bald folgen. Das bedeutet aber, daß der Diabasstrom sehr wahrscheinlich submariner Entstehung ist. Wir hätten daher hier Oberflächenbildungen an einem submarinen Diabasstrom, die sich von solchen an subaerischen nicht wesentlich zu unterscheiden scheinen[3]).

---

[2]) Es sei betont, daß eine überkippte Lagerung keinesfalls in Betracht kommen kann.

[3]) Über die petrographische Untersuchung der Stromoberfläche teilt mir Herr Ahrens mit:

„Äußerste Rinde: Stark zersetzt. Grundmasse nicht ausschließlich glasig, sondern durchsetzt mit schmalen, leistenförmigen, vielfach rosettenförmig oder büschelig angeordneten, völlig zersetzten Mineralien, wohl Plagioklasen. Daneben völlig zersetzte größere Feldspäte 1. Generation und auch Olivinpseudomorphosen. Also nicht wie bei Brauns (1889); das Gestein dort ist viel glasreicher.

Aber immer noch deutlicher Unterschied gegen das etwas tiefer liegende Gestein: Ophitisch struierter Diabas. Plag. zersetzt, in 2 Generationen. Möglicherweise auch größere Augite. Olivin nicht mehr nachzuweisen. In den Zwickeln anscheinend ursprünglich kein Augit, sondern Glas, stark erzdurchstäubt.

Gegen die Probe 6 cm unter der Oberfläche kein wesentlicher Unterschied: das Erz ist besser individualisiert. Feldspäte der Grundmasse anscheinend im ganzen etwas größer."

Über Oberflächenbildungen an einem Diabasstrom, vergleichbar den hier beschriebenen Erscheinungen, hat R. BRAUNS (1889) berichtet. Bei dem von ihm eingehend beschriebenen Beispiel von Quotshausen handelt es sich ebenfalls um Fließerscheinungen, die jetzt auf der Unterseite des Diabases angetroffen werden. Auch BRAUNS kam zu der Auffassung, daß es sich in Wirklichkeit um eine ehemalige Stromoberfläche handelt. Im übrigen bestehen aber doch einige Unterschiede. Nach der Darstellung von BRAUNS hat der Strom das aus Schiefer bestehende Liegende bereits verfestigt vorgefunden; der Schiefer ist „aufgeblättert, und die vorher parallelen Schieferlagen sind an manchen Stellen bis zu einem spitzen Winkel geknickt und gebrochen, an anderen ganz durcheinander geschoben und mit dem Diabas verbacken. Man findet Schollen von Diabas, die Schieferstücke so einschließen, daß der Schiefer in den Diabas fest eingebacken ist, aber zum größeren Teil noch aus ihm hervorragt." BRAUNS schließt aus diesem Befund, daß zwischen Ablagerung des Schiefers und dem Erguß des Diabases eine Zeit verstrichen sein müsse, während welcher der Schiefer erhärtete und aus seinem Bildungsraum gehoben wurde, so daß der

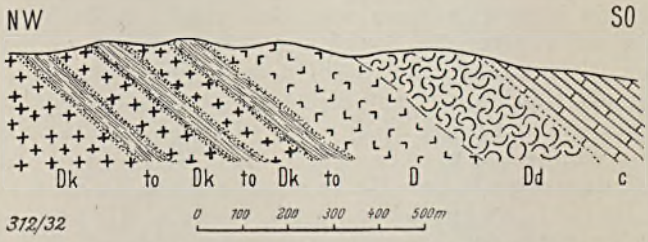


Abb. 1. Profil von der östlichen Talseite der Dill am Südausgang von Herborn.

c: Kulm;
Dd: Deckdiabas in der Ausbildung als Wulst- und Kissenlava;
D: Deckdiabas in massiger Absonderung;
to: Oberdevonische Schiefer und Sandsteine;
Dk: Körniger Intrusivdiabas mit Kontaktwirkungen zum Liegenden und Hangenden

Strom über festes Land floß. Hier besteht ein Unterschied gegenüber unserem Beispiel: Aufarbeitung des schon verfestigten Untergrundes. Auf der Unterseite des Stromes muß also eine größere Aktivität des Magmas bestanden haben als in dem Beispiel der Grube Königszug. Was dann die Annahme einer Verlandung vor dem Erguß angeht, so ist die von BRAUNS gegebene Erklärung wohl die nächstliegende, wenn auch nicht zwingend. Das Fehlen unverfestigten Sedimentes unter dem Erguß kann auch durch Vorgänge, die sich unter Wasserbedeckung abgespielt haben, erklärt werden, so daß der Strom nicht notwendig subaerischer Entstehung zu sein braucht.

2. Über Wulstdiabase

Wulstdiabase sind im Lahn-Dill-Gebiet sowohl bei den mitteldevonischen wie besonders bei den unterkarbonischen Ergüssen eine häufige Erstarrungsform. Durch die Untersuchungen von KAYSER, BRAUNS und REUNING sind besonders die prächtigen Aufschlüsse im Deckdiabas des Dillgebietes bekannt geworden.

BRAUNS faßte diese Bildungen als Stromoberflächen auf. Dagegen wurde von REUNING der Einwand erhoben, daß die Wulstbildung durch die ganze Mächtigkeit von 70 und mehr Meter dicken Diabasmassen anzutreffen und daher

kaum nur als Stromoberfläche zu betrachten sei. H. Richter betrachtet neuerdings alle Diabase und damit auch die Wulstdiabase als Intrusiva.

Über das Auftreten der unterkarbonischen Wulstdiabase, ihre Lagebeziehungen zu den körnigen Diabasen und zu den einschließenden Sedimenten gibt ein Profil vom Südausgang von Herborn im Dilltal ein Musterbeispiel (Abb. 1). Vom Hangenden zum Liegenden findet man unter einer mächtigen, von Diabasen freien, kulmischen Gesteinsfolge (c) zunächst einen Wulstdiabas von 150 bis 200 m Mächtigkeit (Dd), der nach unten in einen etwa ebenso mächtigen, massigen Diabas (D) übergeht. Weiter im Liegenden wechseln Lager von ebenfalls massigem, körnigem Diabas (Dk) mit oberdevonischen Sedimenten (Schiefer und Sandstein, to) ab; diese körnigen Diabase zeigen deutlich Kontaktwirkungen auch gegen das hangende Sediment und erweisen sich dadurch als intrusiv. Der Gegensatz ist außerordentlich scharf: der durch massige Absonderung und körnige Struktur gekennzeichnete Intrusivdiabas auf der einen Seite und der durch Wulstbildungen sowie dichte bis höchstens feinkörnige Struktur ausgezeichnete Ergußdiabas (Deckdiabas) auf der anderen Seite. Wie im Beispiel tragen auch an allen anderen Stellen die stratigraphisch tiefer liegenden Diabase einer vollständigen Eruptionsfolge die Kennzeichen der Intrusiva, während die Merkmale der Extrusion nur bei den jüngeren Gliedern einer Folge gefunden werden. Dabei ist selbstverständlich, daß nicht in jedem Profil beide Gruppen auftreten müssen; auch können gelegentlich nachträglich Intrusionen in die Oberflächen-Ergüsse hinein erfolgt sein.

Die besonderen Kennzeichen der Wulstdiabase bestehen in folgendem:

1. Die Einzelwülste sind von kugeliger bis unregelmäßig ellipsoidischer Form, von einem Durchmesser von 10 cm bis 1 m und gelegentlich wohl noch mehr. Die größeren sind abgeflacht, kissen- oder sackförmig und haben unregelmäßige rundliche Ausstülpungen, die vorwiegend nach einer Seite hin (zum Liegenden) gerichtet sind und die Zwischenräume zwischen den vorhandenen Wülsten zum größten Teil ausfüllen. Die Oberfläche der größeren ist meist flach gerundet. Durch kurze Stiele oder Hälse können die einzelnen Wülste untereinander verbunden sein (vgl. Taf. 48).

2. Die Wülste haben eine sehr dichte, durch abweichende Grünfärbung ausgezeichnete (ursprünglich glasige) Randzone von selten mehr als ½ bis 1 cm Dicke, welche sie rings umgibt[4]). Der Kern ist dicht bis feinkörnig. Blasen-[Mandelstein-]Struktur kann fehlen, ist aber in der Regel vorhanden. Sie kann gleichmäßig den ganzen Innenraum erfüllen, meistens ist aber eine mehr oder weniger deutliche Anordnung der Blasen zu einem oder mehreren untereinander parallelen Zügen ausgeprägt, die wieder der Oberfläche parallel verlaufen.

---

[4]) Über die petrographische Untersuchung eines Wulstes aus dem östlichen Bergebruch der Grube Königszug bei Oberscheld verdanke ich Herrn Ahrens folgende Mitteilungen:

„Rand: Außerordentlich stark zersetzt. Büschelige und gefaserte Aggregate (wohl von Plagioklas), ähnlich wie bei Brauns (1889). Sie nehmen nach dem Innern an Häufigkeit zu. Die Zwischenmasse (ursprünglich Glas) ist völlig vererzt. Zersetzte Einsprenglinge von Feldspat und (?) Olivin sind selten. Reichlich kleine und kleinste unregelmäßige Mandelräume. Mitte: Wesentlich schwächer vererzt, auch stark zersetzt. Die strahligen Aggregate größer und enger aneinander gerückt, so daß stellenweise schon Übergang in die ophitische Struktur. Größere und kleinere Mandelräume. Eigentlich ophitische Struktur tritt in der im Maximum 16 cm Durchmesser erreichenden Kugel auch im innersten Kern noch nicht auf."

Ich möchte die Gelegenheit benutzen, Herrn Ahrens für manche Anregung auf gemeinsamen Exkursionen und bei der Bearbeitung meinen Dank zu sagen.

Ist nur ein Blasenzug vorhanden, so liegt er in der Regel nahe der Oberfläche. Die Blasenzüge können ringsum deutlich entwickelt sein, bisweilen sind sie aber auf der einen Seite (zum Hangenden hin) besser ausgeprägt als auf der anderen. In der Regel sind sie mit Kalkspat gefüllt, zu dem noch Chlorit namentlich als erste Auskleidung des Hohlraumes hinzukommen kann. Zentrale Einschlüsse oder Hohlräume im Inneren werden nur in sehr seltenen Ausnahmen angetroffen.

3. Eine radiale speichenartige Rißbildung ist in vielen Fällen vorhanden. Die Oberfläche der Wülste ist dann unregelmäßig netzartig zerklüftet (Fig. 3, Taf. 48). Die Risse erstrecken sich in der Regel nur ein Stück weit ins Innere hinein, selten reichen sie bis zur Mitte. Sie sind in der Regel mit Kalkspat ausgefüllt (Fig. 4, Taf. 48), der nachträglich ausgewittert sein kann.

4. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Wülsten und Kissen sind von tuffigem Material, von Kalkspat, Chlorit, Eisenerz, Zeolithen oder anderen Mineralien vollständig oder doch zum größten Teil ausgefüllt.

Das beherrschende Prinzip in der Gestaltung der einzelnen Körper ist also die Abhängigkeit aller wesentlichen Eigenschaften von der Oberfläche: Abnahme der Korngröße von innen nach außen, radiale Zerklüftung von außen her, konzentrisch zur Oberfläche verlaufende Blasenzüge. Es sind die bekannten wesentlichen und charakteristischen Kennzeichen der Pillow-Struktur. Jedes Einzelgebilde ist ein Erstarrungskörper für sich. Die Kugeln und Wülste sind nacheinander erstarrt, da die Form der jüngeren die vorhandenen Unregelmäßigkeiten der älteren abbildet; sie sind also übereinander hingeflossen. Die kleineren haben dabei mehr die kugelige Form (Oberflächenspannung!) bewahrt, die größeren sind abgeflacht.

Die Lage ihrer Längsachse kann im gefalteten Gebirge ein Anhalt für das Maß der Aufrichtung sein; die Formunterschiede von Unter- und Oberseite ergeben ein Kennzeichen für das ursprünglich Liegende und Hangende (Fig. 1 und 2, Taf. 48).

Man kann mit BRAUNS diese Bildungen insofern als Oberflächenerscheinungen ansprechen, als jede der einzelnen Kugeln und Wülste einmal an der Oberfläche gelegen hat. In der Regel zeigen uns aber die Aufschlüsse Querschnitte einer Unzahl übereinandergepackter kleiner Erstarrungskörper. Sie können sich zu beträchtlicher Mächtigkeit anhäufen, wie die Beispiele des Dillgebietes lehren.

Die Form der Wulstdiabase zeigt deutlich, daß die Raumbildung bei der Erstarrung keine Schwierigkeiten bot. Oft wurde der verfügbare Raum nicht einmal völlig ausgenutzt. Solche Erstarrungsbedingungen können aber nur bei Oberflächenergüssen vorliegen. Wo im Dillgebiet Intrusivdiabase durch Kontaktbildungen gegen das hangende Nebengestein als solche deutlich gekennzeichnet sind, wird statt der Wulstformen stets massige Absonderung, verbunden bisweilen mit einer Klüftung parallel zur Schichtung des Nebengesteins, sowie mehr oder weniger grobkörnige Struktur angetroffen.

Das gilt nicht nur für das Dillgebiet, sondern ganz allgemein. In den seltenen Fällen, in denen im Schrifttum Pillow-Struktur von Intrusivdiabasen angegeben worden ist, hat die Nachprüfung von anderer Seite ergeben, daß Verwechslung mit anderen Erscheinungen stattgefunden hat.

So sind Diabase mit kugeliger Verwitterungsabsonderung, wie sie im Dillgebiet z. B. die Paläopikrite häufig zeigen, zu Unrecht als Wulst- oder Kugeldiabase bezeichnet worden. In anderen Fällen sind Säulendiabase oder Säulenbasalte, bei denen durch

Quergliederung der Säulen eine polyedrische Absonderung hervorgerufen ist, als Kugeldiabase (Kugelbasalte) angesprochen worden; die morphologischen Unterschiede der entstehenden Gebilde ergeben sich aus dem Vergleich mit den oben angeführten Kennzeichen der Wülste. Der genetische Unterschied ist nicht minder durchgreifend. Immerhin mag zugegeben werden, daß bei unzureichenden Aufschlüssen und starker Verwitterung die Unterscheidung nicht immer sicher zu treffen ist.

Weiter ist hier besonders zu betonen, daß die Gesteine mit Kugeltexturen (Kugelgranit, Kugeldiorit, Kugelporphyr u. a.) von den Wulstdiabasen grundsätzlich zu unterscheiden sind; den genannten Texturen ist etwa die variolitische Textur mancher Diabase vergleichbar. Es ist daher ratsam, den Ausdruck Kugeldiabas zu vermeiden.

Die Tatsache, daß in manchen Fällen den Wülsten und Kissen randlich Sedimentbrocken eingebacken sind, oder daß einzelne von Sediment umwickelt erscheinen, ist gelegentlich als Anzeichen einer Intrusion gewertet worden. Die Aufnahme von Sedimentbrocken ist aber bei jedem Erguß gegeben, sofern die Unterlage aus nichteruptivem Material bestand. Sie war auch bei den Ergüssen mit Wulstbildung um so leichter möglich, je weniger verfestigt die Unterlage war; besonders bei Unterwasser-Ergüssen sind solche Voraussetzungen reichlich vorhanden. Aus dem Lahn-Dill-Gebiet kenne ich sie nicht nur von Wulst-, sondern auch von Stromdiabasen, die durch schlackige Oberfläche und Fließformen als solche gekennzeichnet sind. Brauns hat ähnliche Erscheinungen von Quotshausen beschrieben, worauf oben (S. 938) hingewiesen wurde.

H. Richter hält alle Wulstdiabase für Intrusiva. Für ihn sind es keine Ergußgesteine mit Pillow-Struktur, sondern jeder einzelne Wulst ist ein „kleiner aufgestauter Lagergang", mit gewissen Ausnahmen, auf die unten noch eingegangen wird. Die konzentrischen Züge von Kalkmandeln sollen keine ausgefüllten Gasblasen, sondern durch die Assimilation von Kalkeinschlüssen entstanden sein.

Dem ist entgegenzuhalten, daß Kalkeinschlüsse im allgemeinen in den Diabasen selten sind. In den körnigen Intrusivdiabasen fehlen sie oder sind zum mindesten ganz besonders selten; bisweilen trifft man Schiefereinschlüsse. Dagegen werden Kalkeinschlüsse im Deckdiabas öfters wahrgenommen, doch sind sie auch hier keineswegs eine allgemein verbreitete Erscheinung, vielmehr sind mächtige Wulstdiabase frei davon. Wo sie reicher auftreten, sitzt der Kalk überaus selten in den Kugeln, er ist vielmehr in der Regel randlich mit ihnen verwachsen oder füllt die Zwickel aus; die Kontaktveränderung, sofern überhaupt vorhanden, beschränkt sich auf eine dünne Zone randlicher Kornvergrößerung und auf solche Erscheinungen am unmittelbaren Kontakt, wie sie Brauns 1889 geschildert hat.

Die Mandelsteinbildung ist vielmehr in reichem Maße dort entwickelt, wo auch durch andere Erscheinungsformen, wie besonders die Wulstbildung, Fließerscheinungen, Schlacken- und Tuffbildung die Ergußnatur der Diabase gekennzeichnet ist. Bei mächtigeren Stromdiabasen ist sie meist auf eine mehr oder weniger breite Zone in der Nähe der Oberfläche beschränkt, bei Intrusivdiabasen findet man bisweilen eine schwach ausgebildete Zone in nächster Nähe des Salbandes.

Die Mandelsteinbildung ist daher bei den Diabasen des Dillgebietes — wie auch bei anderen Eruptivgesteinen — eine Erscheinung beschleunigter Erstarrung und als solche in der Nähe des Randes der Eruptivmasse besonders ausgeprägt. Die Anordnung der Blasenzüge erfolgte senkrecht zur Richtung des Temperatur-Gefälles, auf den besonderen Fall der Wülste angewandt also parallel zu ihrer Oberfläche, und in den seltenen Fällen, wo sie, wie in der Figur 5 Richter's einen größeren Einschluß in parallelen Zügen umgeben, geschieht dies nach derselben Regel. Eine allgemeine Abhängigkeit der Mandelsteinbildung von der Menge der Kalkeinschlüsse besteht nicht.

Schließlich sei noch bemerkt, daß die Forderung Richter's, bei nachträglicher Ausfüllung der Blasen durch Kalkspat müsse eine konzentrische Textur in den Mandeln erwartet werden, zu Unrecht erhoben wird; das würde zur Voraussetzung haben, daß alle auf wässrigem Wege mit Kalkspat erfüllten Hohlräume konzentrische Texturen haben müßten, was bekanntlich nicht der Fall ist. Umgekehrt müßte man fordern, daß

die Aufzehrung von Kalken in RICHTER's Sinn in einigem Umfang zur Bildung von Kontaktmineralien, besonders von Calcium-haltigen Silikaten geführt hätte; das trifft aber nicht zu.

Da die Deutung der Wülste als aufgestaute Lagergänge für die mächtigeren Wulstdiabase offenbar versagt, nimmt RICHTER an anderer Stelle, sofern ich eine Bemerkung (S. 19) richtig verstehe, für diese Fälle Entstehung durch tektonische Durchbewegung an.

Darauf ist zu erwidern, daß dort, wo offensichtlich tektonische Bewegungen im Diabas stattgefunden haben, dieser entweder zerrieben oder in linsenförmige Gesteinskörper zerspalten ist. Tektonisch durchbewegte Diabasmassen zeigen niemals das Bild der Wulstdiabase, wie sie in den hier wiedergegebenen Abbildungen zur Darstellung gelangen. Auch ist der Beweis einer tektonisch bedingten Gefügeänderung in den Kugeln nicht erbracht.

Für den unterkarbonischen Deckdiabas verlegt RICHTER die Entstehung in die Zeit der „Hauptfaltung". Sie könnte nach ihm frühestens nach Ablagerung des Kulms stattgefunden haben. Nun werden die letzten Diabase nur noch an der Basis des Kulms, in den tiefsten Teilen der Zone IIIα gefunden. In der überlagernden, mehrere hundert Meter mächtigen Schiefer-Grauwacken-Folge trifft man sie nicht mehr an. Bei der Auffassung des Deckdiabases als synorogenetische Intrusion bleibt diese Tatsache unerklärlich. Will man sie etwa in der Weise ausdeuten, daß der Deckdiabas nur in die Sättel zwischen die Kulmmulden eingedrungen sei, so widerspricht dem die Beobachtung, daß er auch in den Mulden normal das Liegende des Kulms bildet. Außerdem müßte man erwarten, daß der Diabas in den aufgerissenen Sattelachsen oder sonstigen Störungslinien, auf denen er aufstieg, den Weg zur Oberfläche gefunden hätte, da bei dem Fehlen des Oberkarbons im südlichen und östlichen Teil des Schiefergebirges keine solch mächtige Sedimentdecke vorhanden war, die den Weg zur Oberfläche hätte völlig versperren können. Stößt somit die Annahme einer Intrusion des Deckdiabases während der Hauptfaltung in RICHTER's Sinn auf unüberwindliche Schwierigkeiten, so steht sie auch im Gegensatz zu den Erfahrungen über den Zusammenhang von Orogenese und Vulkanismus. In der kaledonischen, varistischen und alpinen Geosynklinale ist der „Stamm der grünen Laven", wie GOLDSCHMIDT (1916) sie in Norwegen bezeichnet hat, oder die „prototektonische Eruptivphase" im Sinne von SCHEUMANN (1924) durch Eruptivgesteine von Ergußcharakter, denen oberflächennahe Intrusiva zugeordnet sind, gekennzeichnet. Pillow-Struktur ist bei diesen Ergußgesteinen eine besonders bezeichnende Erstarrungsform. Die Verknüpfung mit Meeressedimenten kennzeichnet den Bildungsraum als submarin. Ihre Entstehung fällt in Zeiten geringer gebirgsbildender Vorgänge und liegt *vor* der Hauptfaltung. Ganz anders die Intrusionsfolge und die Erscheinungsform der syntektonischen Phase mit der starken bis zur Gneisbildung führenden tektonischen Durchbewegung; Gesteine dieser Reihe müssen im Lahn-Dill-Gebiet erst noch nachgewiesen werden.

Die vorherrschende Ergußnatur der Diabase bleibt unbestreitbar. Damit ergeben sich auch Kriterien für die Beurteilung mancher Schlußfolgerungen RICHTER's, die nur bei Annahme einer nachträglichen Intrusion *aller* Diabase möglich waren.

Das betrifft alle jene Erscheinungen, die RICHTER als Sekundärfazies der Gesteine zusammenfaßt. Zunächst sei der Schalstein erwähnt, der nach RICHTER zum größten Teil ein Migmatit ist, hervorgegangen aus der Intrusion eines Diabasmagmas in Porphyrtuffite. Nun sind die Schalsteine ganz zweifelsfrei mit Wulstdiabasen verknüpft (Auf-

schlüsse z. B. bei Dillenburg, Eibach, Oberscheld u. a. m.). Trotz der erheblichen späteren Veränderungen zeigen sie doch oft noch deutlich Breccienstruktur (Lapilli-Str.), Schichtung und Fossilführung; echte Diabasbomben sind ihnen nicht selten eingeschaltet. Ist schon ihre räumliche und zeitliche Verbindung mit Ergußdiabasen dadurch erwiesen, so spricht gegen eine nachträgliche migmatitische Bildung durch Intrusion eines Diabasmagmas auch der Umstand, daß die mit dem Schalstein vergesellschafteten Schiefer keine Metamorphose aufweisen, die den für Migmatit-Bildung vorauszusetzenden hohen Druck- und Temperatur-Bedingungen gerecht würden[5]).

Auch die von RICHTER gegebene Deutung der Roteisensteinbildung muß trotz der Anerkennung mancher Einzelbeobachtung aus dem gleichen Grunde abgelehnt werden, weil sie eine nachträgliche Intrusion aller Glieder der Diabasgesteine zur Voraussetzung hat. Auf andere Schwierigkeiten, die seiner Deutung entgegenstehen, hat R. NIEDER (1931) bereits aufmerksam gemacht.

Die Diabase des Lahn-Dill-Gebietes gliedern sich in zwei Eruptionsperioden. Die ältere beginnt im Oberen Mitteldevon und kann noch das ganze Untere Oberdevon (vielleicht mit Ausschluß der Zone I δ?) umfassen. Es folgt dann eine Pause bis zum Ende des Oberdevons. Im älteren Unterkarbon belebt sich die Eruptivtätigkeit besonders im Dillgebiet. Sie dauert bis in die Zone III α hinein fort, doch ist die übergroße Masse des Kulms frei von Eruptiven. Hinsichtlich des Aufbaus der eruptiven Gesteinsfazies im einzelnen ist zu bemerken, daß die ältere Phase einen wesentlich höheren Anteil an pyroklastischen Gesteinen hat als die jüngere, bei der sie aber doch wohl stärker beteiligt sind als bisher angenommen wurde. Die Intrusiva der älteren Phase werden vorwiegend im Unteren Mitteldevon, die der jüngeren im Oberdevon angetroffen.

Hinsichtlich der Verknüpfung der eruptiven Vorgänge mit orogenetischen Ereignissen mag hier nur kurz erwähnt werden, daß offensichtlich Bewegungsvorgänge vor der ersten Phase erfolgt sind. Während des Oberen Mitteldevons und bis tief ins Oberdevon hinein herrschte im wesentlichen Ruhe. Erst gegen Ende des Oberdevons, vor Ablagerung der jüngeren Diabase, sind erneut Bewegungen festzustellen. Die stärksten orogenetischen Vorgänge spielten sich dann nach Beendigung der unterkarbonischen eruptiven Phase ab.

Bildungsumstände der Wulstdiabase

Über die Frage der Bildungsumstände und den Entstehungsort der Wulstdiabase besteht eine ausgedehnte Literatur. Mehr und mehr hat sich die Meinung gefestigt, daß Pillow-Struktur ein Kennzeichen für Unterwasser-Erstarrung ist. Man kennt sie sowohl in Ergußgesteinen zwischen marinen wie zwischen Süßwasserschichten und auf Island ist die Entstehung dieser Struktur beim Eindringen des Schmelzflusses in Inlandeis wahrscheinlich gemacht worden (PEACOCK).

---

[5]) Auf diesen Punkt weist auch HUMMEL (1932) hin. Im übrigen hat HUMMEL die Auffassung ausgesprochen, daß manche Diabase und Schalsteine des mitteldeutschen Devons als Trümmerlaven anzusehen seien. Hinsichtlich der an Kalkeinschlüssen reichen Deckdiabase kann man diese Ansicht gelten lassen. So ist z. B. aus der Gegend von Herborn bis nach Gladenbach hin eine Zone von einschlußreichem Deckdiabas zu verfolgen, die man als Trümmerlava bezeichnen könnte. Der Menge nach ist der Diabas stets vorherrschend, die Lavanatur durch die Wulstbildung gekennzeichnet. Auch BRAUNS hat über solche Beobachtungen berichtet. Auch hinsichtlich mancher Schalsteine könnte die Auffassung HUMMEL's zutreffen; doch betrachte ich die Mehrzahl der Schalsteine als echte Tuffgesteine, weil sie häufig Lapilli-Struktur und deutliche Schichtung, dazu unzweifelhaft Auswürflinge und Bomben aller Art und gelegentlich lagenweise Fossilführung aufweisen.

Die Entstehung untermeerischer Erguß-Strukturen kann heute nur selten beobachtet werden. Indessen ist es unter günstigen Umständen T. ANDERSON (1910) beim Ausbruch des Matavanu auf Sawaii gelungen, die Entstehung solcher Wülste zu beobachten. Bei diesem Ausbruch bildete sich im Krater ein Lavasee mit dünnflüssiger, basaltischer Lava, die durch einen Lavatunnel zur Küste abfloß und dort z. T. direkt ins Meer gelangte. Das Verhalten der rotglühenden Lava beim Eindringen ins Meer schildert ANDERSON folgendermaßen:

„Eine eiförmige Lavamasse, die mit dem nachschiebenden Strom noch in Verbindung war und deren zwar immer noch rotglühende Oberfläche doch schon teigartig abgekühlt war, sah man aufbrechen und wie zu einer Knospe mit kurzem Halse anschwellen, ähnlich etwa einer Kaktusfeige. Sie nahm dann schnell zu an Rotglut, Beweglichkeit und Umfang, bis daß sie wie die übrigen zu einer sack- oder kissenförmigen Masse wurde oder bei der Form einer großen Keule oder Korbflasche halt machte. Bisweilen wurde der Hals, der einen neuen Wulst hervorbrachte, einige Fuß lang und so dick wie ein Mannsarm, bevor er sich zu einem voll entwickelten Wulst entfaltete; meistens war der Hals aber kürzer, so daß die fortwährend sich neu bildenden Wülste übereinander gehäuft wurden."

Es ist ersichtlich, daß bei den von ANDERSON geschilderten Vorgängen Gebilde zustande kamen, die den Wülsten unserer Diabase durchaus gleichen. Es geht aus seiner Beschreibung hervor, daß die Größenentwicklung der Wülste durch die schnelle Erstarrung ihrer Oberfläche im Wasser behindert war, während der Kern noch sehr beweglich blieb. Das nachdrängende Magma fand dann an der Stelle geringsten Widerstandes eine Möglichkeit zum Durchbrechen der Oberfläche, das Magma strömte hier aus, die schnell erstarrende Außenhaut umspannte bald das neue Gebilde wie eine zähe, zunächst noch dehnbare Blase, bis die zunehmende Erstarrung der Außenhaut ein weiteres Wachstum unmöglich machte. Dann wiederholte sich der Vorgang von neuem. Die Größe der einzelnen Wülste ist ersichtlich von dem Wechselspiel der Faktoren abhängig: Erstarrungsgeschwindigkeit der Oberfläche des Wulstes und Stärke des radial nach außen wirkenden Druckes des im Innern nachdrängenden Magmas; je stärker dieser ist, um so größere Wülste werden sich im allgemeinen bilden können, bis nach Überschreiten einer gewissen Grenze die Möglichkeit der Wulstbildung aufhört und durch andere Erstarrungsformen ersetzt wird. Dasselbe muß gelten, wenn die Bewegungsgeschwindigkeit oder Menge des nachdrängenden Magmas sehr gering ist. Aus dieser Überlegung folgt, daß die Wulst-Struktur nicht die einzige Erstarrungsform untermeerischer Ergüsse sein kann; sie macht auch verständlich, daß diese Struktur im wesentlichen auf die basischen Ergüsse wegen der hohen Beweglichkeit des Magmas beschränkt ist.

Es ist ferner die Frage, ob die Wulst-Struktur notwendig ein Kennzeichen der Unterwasser-Entstehung ist. Soweit ich aus dem Schrifttum entnehme, hat sich wohl am nachhaltigsten J. V. LEWIS dafür eingesetzt, daß Pillow-Struktur sowohl im Wasser wie auf dem Lande entstehen könne. Als Beispiel führt er besonders die Fladenlava des Kilauea an, bei der sich gelegentlich ähnliche Erscheinungen zeigen. Es kann aber keine Frage sein, daß die typische Fladenlava von der Wulstlava der Diabase erheblich abweicht. Es sind durchweg größere und flach fladen- und deckenförmig ausgebreitete Erstarrungskörper, die nur gelegentlich und besonders anscheinend an den Enden der Ströme zu lang wulstigen Formen aufgebläht sein können, wie das z. B. v. WOLFF (Fig. 64, S. 189) abbildet. Daß gelegentlich bei der Fladenlava solche Wulst-

formen auftreten — wie umgekehrt bei der Wulstlava auch langgestreckte und flache Wülste — zeigt, daß die extremen Erstarrungsformen sich ähneln; doch erlaubt dieser Umstand m. E. noch keine allgemeine Gleichsetzung beider Erstarrungsformen, die in ihren bezeichnenden Eigenarten recht verschieden sind. Eine eingehende Erörterung der Frage, die sich im wesentlichen auf das Schrifttum stützen müßte, soll hier nicht unternommen werden; es will aber scheinen, daß man den tatsächlichen Verhältnissen am besten gerecht wird durch die Annahme, daß die Wulstlava die subaquatische Erstarrungsform der subaerischen Fladenlava darstellt.

Zusammenfassung

1. Es wird die aus Stricklava bestehende Stromoberfläche eines Diabases abgebildet und beschrieben, die heute zwar die Unterfläche des Stromes bildet, ursprünglich aber Oberfläche gewesen sein muß. Die submarine Entstehung dieser Stricklava ist sehr wahrscheinlich.

2. Die morphologischen Kennzeichen sowohl der mitteldevonischen wie der unterkarbonischen Wulstdiabase des Lahn-Dill-Gebietes erweisen ihre Erguß-Natur. Die entgegenstehenden Argumente von H. Richter, der alle Diabase als Intrusiva ansieht, werden entkräftet, womit auch dessen Auffassung von einer durch die Diabasintrusionen bedingten „Sekundärfazies" der Gesteine des Lahn-Dill-Gebietes als hinfällig erachtet wird. Die Diabase sind nicht synorogene Intrusiva, sondern gehören zur prototektonischen Eruptionsfolge im Sinne Scheumann's, die durch Ergußgesteine und oberflächennahe Intrusiva gekennzeichnet ist.

3. Die ältere Eruptionsfolge der Diabase des Lahn-Dill-Gebietes fällt in das Obere Mitteldevon und dauerte im Unteren Oberdevon noch fort. Die jüngere beginnt im älteren Unterkarbon und erreichte in den tiefsten Schichten der Zone III α ihr Ende. Die Hauptfaltungsphasen liegen vor oder nach den Erguß-Zeiten.

4. Jn Übereinstimmung mit der herrschenden Auffassung ist auch für die Wulstdiabase des Lahn-Dill-Gebietes untermeerische Erstarrung anzunehmen. Die Bildungsbedingungen werden erörtert unter Heranziehung der Beobachtungen von Anderson beim Ausbruch des Matavanu auf Sawaii.

Schriftenverzeichnis

Anderson, T.: The Volcano of Matavanu in Savaii. — Quart. J. geol. Soc., **66**, S. 621 bis 639, Taf. 45—52, London 1910.

Born, A.: Über die Erscheinungsform eines submarinen Ergusses. — Z. deutsch. geol. Ges., **74**, Mon.-Ber., S. 101—117, 2 Abb., Berlin 1922.

Bräuns, R.: Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterland II. — Z. deutsch. geol. Ges., **41**, S. 491—544, Taf. 21, Berlin 1889.

—: Die zur Diabasgruppe gehörenden Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. — Sber. kgl. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., **30**, S. 630—638, Berlin 1905.

—: Junge und alte Vulkane in Deutschland. — Aus der Natur, **2**, S. 577, Stuttgart 1907.

—: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. — 1. Teil: N. Jb. Min., Beil.-Bd., **27**, S. 261 bis 325, Stuttgart 1909. — 2. Teil: Ebenda, **28**, S. 379—420, Taf. 6, Stuttgart 1909.

Daly, R. A.: Variolitic Pillow-lava from Newfoundland. — Americ. Geol., **32**, S. 65—78, Minneapolis 1903.

Deubel, F.: Orogenetische und magmatische Vorgänge im Paläozoikum Thüringens. — Beitr. Geol. Thüringens, **1**, S. 16—48, Jena 1925.

DEWEY, H. & FLETT: On some british Pillow-Lavas and the Rocks associated with them. — Geol. Mag. (5), **8**, S. 202—209, 241—263, London 1911 (mit eingehendem Schriften-Verzeichnis).
FULLER, E.: The aqueous chilling of basaltic Lava on the Columbia River Plateau. — Americ. J. Sci. (5), **21**, S. 281—300, 13 Abb., New Haven 1931.
GEIKIE, A.: The ancient volcanoes of Great Britain. — London 1897.
GOLDSCHMIDT, V. M.: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. — Videnskaps. Skrifter, I. Mat.-naturv. Kl. Jg. 1916, I, Nr. 2, Kristiania 1916.
HEINECK, F.: Die Diabase an der Bahnstrecke Hartenrod—Uebernthal bei Herborn. — N. Jb. Min., Beil.-Bd., **17**, S. 77—162, Taf. 5—12 u. 11 Abb., Stuttgart 1903.
HUMMEL, K.: Oberflächennahe Intrusionen und Trümmerlaven in der südalpinen Mitteltrias. — Fortschr. Geol. u. Palaeont., **11**, S. 44—74, Berlin 1932 (DEECKE-Festschrift).
KAYSER, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 101, Blatt Oberscheld, Berlin 1907.
LEWIS, J. V.: Origin of Pillow Lavas. — Bull. geol. Soc. Americ., **25**, S. 591—654, Taf. 15—25, New York 1914 (mit vielen Literatur-Angaben).
MERCALLI, G.: I vulcani attivi della Terra. — Milano 1907.
MICHELS, F.: Das Roteisenerzvorkommen der Grube „Neuelust" bei Nanzenbach (Dillkreis). — Senckenbergiana, **3**, S. 98—115, 8 Abb., Frankfurt 1921.
NIEDER, R.: Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerausbildung in Roteisensteinlagern an der Lahn. — Arch. Lagerstättenforsch., **51**, Berlin 1931.
PEACOCK, M. A.: The Geology of Videy, S. W. Iceland: A Record of Igneous Action in Glacial Times. — Trans. roy. Soc. Edinburgh, **54**, II, S. 441—465, 11 Abb., 1 Taf., Edinburgh 1926.
REID, C. & DEWEY, H.: The origin of the Pillow-Lava near Port Isaac in Cornwall. — Quart. J. geol. Soc., **64**, S. 264—69, Taf. 27 und 28, London 1898.
REUNING, E.: Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn—Driedorf. — N. Jb. Min., Beil.-Bd., **24**, S. 390—459, Taf. 25—35, 14 Abb., Stuttgart 1907.
RICHTER, H.: Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. — Intern. Bergwirtschaft u. Bergtechnik, **23**, S. 65—80, 85—101, 39 Abb., Halle 1930.
SCHEUMANN, K. H.: Prävariskische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. — Abhandl. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss., **39**, S. 1—61, 14 Abb., Leipzig 1924.
SUNDIUS, N.: Pillow-lava from the Kiruna District. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., **34**, S. 317—332, Stockholm 1912.
—: Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebietes. — Vetenskapl. och prakt. Unders. i. Lappland. Upsala 1915.
v. WOLFF, F.: Plutonismus und Vulkanismus. — In: GUTENBERG, Handbuch der Geophysik, III, 1. Berlin 1930.
WURM, A.: Geologie von Bayern, 1. Teil. Berlin 1925. In: KRENKEL, E.: Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands II, 1.

Druckfertig eingereicht am 28. Mai 1932.
„Imprimatur" erteilt am 14. November 1932.

Beobachtungen an lebenden und fossilen Schlangen-Seesternen, Quallen und Rudisten

Von F. Klinghardt, Berlin

Hierzu Taf. 49—53 und 7 Abbildungen

I. Anatomischer Teil

Die Methode: Da die Namen der einzelnen Schalenelemente in die Figur eingetragen sind und außerdem noch eingehend in einer druckfertigen vergleichend-anatomisch Schlangen- und Seesternarbeit behandelt wurden, soll hier nur das Wesentliche hervorgehoben werden.

1. Dünnschliffe ganzer Schlangensterne (Taf. 49, Fig. 1). Man wählt Stücke aus, bei denen die Rückenhaut wenig oder gar nicht eingesunken ist, und schleift diese so ab, daß der Schlangenstern, vor eine kräftige Glühlampe gehalten, annähernd durchsichtig erscheint.

2. Besonders große Dünnschliffe durch die Rückenscheibe (Taf. 53, Fig. 1). Diese können nur gelingen, wenn solche Stücke ausgewählt sind, bei denen die einzelnen Platten möglichst in einer Ebene liegen. Alles, was zur Bauchseite und ihren randlichen Gebieten gehört, muß sorgfältig abgeschliffen werden.

Ein Dünnschliff durch die Rückenscheibe von *Roemeraster asperula* B. Stürtz. Taf. 53, Fig. 1.

Unter-Devon, Bundenbach im Hunsrück. Orig. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Sehr stark vergrößert. Anatomische Analyse in der ausführlichen Arbeit des Verfassers.

Zur Orientierung sei bemerkt, daß die Sieb- oder Madreporenplatte im Schliff tief schwarz — im Gegensatz zu den anderen Platten — erscheint. Dies rührt von der Durchtränkung mit schwefelkieshaltigen Lösungen her, die in die Poren der Siebplatte eindrangen. Im Original sind die Armwurzelgebiete von „I, III, IV, V" deutlich erkennbar. Bei „I" ist dies in geringem Maße der Fall. Das Zentrale ist leider weit weniger gut erhalten. Die kleinen Dorsolateralia sind zwar angedeutet, aber so verschwommen, daß sich Verfasser darüber kein Urteil erlaubt.

Unter der Lupe (15fache Vergrößerung) zeigen die größeren Platten sehr deutlich die gitterartige Stachelhäuter-Struktur.

Die Interradialia sind an zwei Stellen in die Figur eingetragen und an der Wurzel von Arm „III" ist das Radialebrachiale 1 verzeichnet. Der Dünnschliff lehrt:

1. Bereits im Unter-Devon ist in der Rückenscheibe gewisser Seesterne eine Arbeitsteilung ganz ähnlich wie bei den recenten eingetreten.

2. Das unendlich verwickelte Tafelgerüst (siehe auch die ausführliche Arbeit) hat sich durch den ungeheuren Zeitraum von Unter-Devon bis zur Gegenwart weitervererbt. Dabei handelt es sich (von Einzelheiten abgesehen) bei jedem Stück um eine 5fache Vererbung, der Armzahl entsprechend.

3. Gesamt-Präparate (Taf. 49, Fig. 3). Es wurden Exemplare ausgesucht, die in weiches Sediment eingebettet sind. Die Stücke werden dicht unterhalb der Rückenscheibe durchgesägt und das ausfüllende Gestein herauspräpariert. Hierbei ist besondere Vorsicht geboten, denn die schräggestellten dünnen Bursal- oder Genital-Spangen brechen sehr leicht ab, oder werden auch bei leisester Berührung schon aus der Lage verschoben. Nicht in dem gleichen Maße, aber immerhin empfindlich, sind die paarigen Mundeckstücke und noch mehr der kaum stecknadelkopfgroße *Torus angularis*.

4. Die Freilegung der Präparate von beiden Seiten (Taf. 49, Fig. 4). Bei wenig zusammengedrückten Stücken, wie dies z. B. bei Muschelkalkexemplaren des germanischen Trias-Meeres der Fall ist, bedarf es nur einer gewissen Präparationsgeschicklichkeit. Viel schwieriger ist dies bei den Stücken (unterdevonischen) von Bundenbach im Hunsrück, die von grundlegender Bedeutung für das Studium fossiler Schlangen- und Seesterne sind. Dabei muß man so lange suchen, bis ein wenig zusammengedrücktes Exemplar gefunden worden ist. Der Schiefer wird, nachdem das Stück von einer Seite freigelegt, im Scheibengebiet der Gegenseite abgeschabt. Dann werden auch die Ansatzgebiete der Arme freigelegt. Man beachte, daß die Rückenseite fast immer leichter, als die vielfach durchbrochene Bauchseite, freizulegen ist. Zum Schutz besonders empfindlicher Stücke werden Glastäfelchen in das Präparat eingeführt.

5. Das schwache Anschleifen (Taf. 49, Fig. 4). Hierfür sucht man Stücke aus, die möglichst gut verkalkt sind, denn verkieselte Exemplare geben meist ein wenig klares Bild. Mittelst eines feinkörnigen Bimssteins und reichlichen Benetzens mit Wasser werden die verkalkten Stücke soweit angeschliffen, daß die Plattengrenzen gut erkennbar werden.

6. Die Tiefenpräparate (siehe auch ausführliche Arbeit). Der besterhaltenste Arm nebst dem dazugehörigen Scheibenausschnitt wird nun sehr gründlich mit einer sehr kräftigen Bürste gereinigt. Von dem Arm und Scheibensektor wird ca. $^1/_3$ mm abgeschliffen, bei den folgenden je $^1/_3$ mm mehr.

II. Biologischer Teil

A. Lebende Schlangensterne

a) Die Bewegung und Stellung in der Ebene

In einer früheren Arbeit des Verfassers wurde erwähnt, daß bei den lebenden Schlangensternen „*Ophioderma longicauda* MÜLLER & TROCHELT" die vorherrschende Bewegungsart „paarig voran" ist. — „Unpaar voran" kommt jedoch bei dieser — wie auch bei anderen Schlangensternen — nicht selten vor.

b) Beim Klettern

1. Ohne Beeinflussung von Sedimentation. Verfasser beobachtete im Berliner Aquarium *Ophioderma longicauda* MÜLLER & TROCHELT (Abb. 1). Diese Art ist hierfür recht geeignet, weil die Tiere in einer ihnen günstigen Kletterstellung

bisweilen 10 Minuten und länger verweilen. Drei Arme gehen meist voran und klammern sich an (Klammerarme), die beiden hinteren Arme ziehen sich oft sehr lang, bisweilen stelzenartig, aus und stützen ab („Abstützarme"). Es ist demnach verständlich, daß man Tiere in derartiger Stellung fossil überliefert nur sehr selten findet (Abb. 6).

2. Mit Beeinflussung durch Sedimentation. a) Durch einfaches Übergießen (Abb. 2). Zwei gesund aussehende Exemplare von *Ophioderma longicauda* wurden in ein mittelgroßes Zimmeraquarium gesetzt. Hierauf goß ich zwei Hände voll sauberen Sandes über die Tiere. Um unnötige Tierquälerei zu ver-

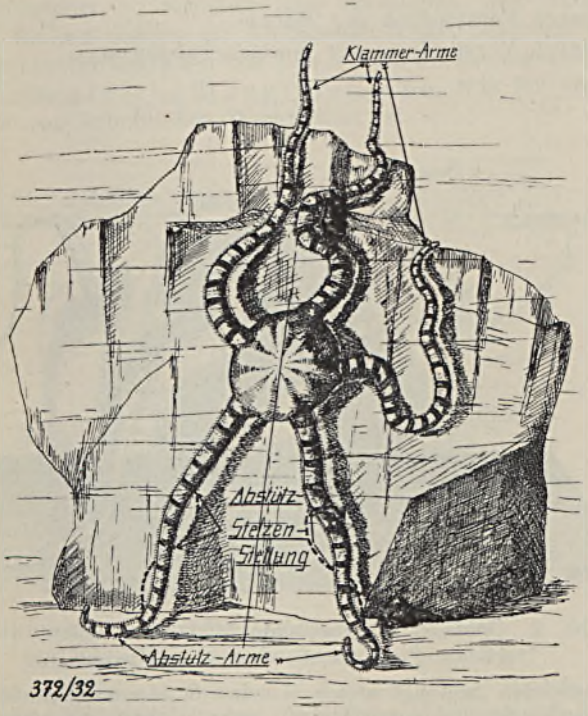


Abb. 1. *Ophioderma longicauda* Müller & Trochelt von der Zoologischen Station in Rovigno

In Kletterstellung. Die Haltung der Arme III und IV sei ihrer Tätigkeit nach als Abstütz-Stelzenstellung bezeichnet.

meiden, sah ich von einer größeren Menge, die die Schlangensterne ersticken konnte, ab. Zuerst wühlten sich die mit Fühlern versehenen Armspitzen (caudale Armenden) aus dem Sand, dann setzte sich das Herauswühlen in der Richtung auf den Mund fort. Nachdem die Arme fast frei waren, wurden die in beistehenden Textfiguren abgebildeten Kletterstellungen eingenommen. Besonders häufig war die in Abbildung 2a gut erkennbare Kniestellung zu beobachen.

b) Durch schnelles Zudecken mit Sand. Ermuntert durch den ersten Versuch, deckte ich die Tiere schneller mit einer größeren Menge Sand als beim

ersten Versuch zu. Es wurde jedoch kein Befreiungsversuch unternommen. Die Schlangensterne waren wider Erwarten (manche Arten vergraben sich im Sand) sichtlich geschwächt.

Um Tierquälereien zu vermeiden, wurden die Versuche sofort abgebrochen. Diese Versuche machen folgendes wahrscheinlich: *Ophioderma longicauda* und jedenfalls viele ähnlich gebaute Arten, können sich zwar aus einer geringen Menge plötzlich hereinbrechenden Sedimentes befreien, nimmt diese aber einen sehr heftigen Grad — etwa durch weitgehende Aufwühlung des Bodens durch einen Orkan an —, so geraten die Tiere in höchste Erstickungsgefahr, sehr wahrscheinlich:

a) durch Verstopfung der Bursae,
b) durch Verstopfung der Ambulacral-Poren.

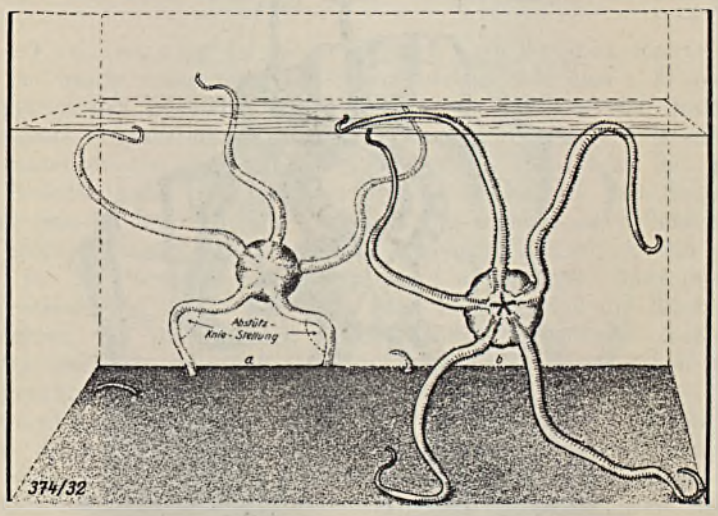


Abb. 2. *Ophioderma longicauda* MÜLLER & TROCHELT
von der Zoologischen Station in Rovigno

Die gesund aussehenden Schlangensterne wurden in ein mittelgroßes Aquarium mit sandigem Grund gebracht und vorsichtig mit zwei Händen voll sauberem Sand übergossen. Nach fünf Minuten hatten sich die Tiere herausgearbeitet und nahmen die abgebildete Haltung ein, die Verfasser als Abstütz-Kniestellung bezeichnet. Sehr bezeichnend ist die Kniebildung des linken Tieres.

c) Die Bewegung im Sitzen

Beobachtungen an lebenden Schlangensternen *Ophiotrix fragilis* MÜLLER & TROCHELT im Berliner Aquarium.

Die Schlangensterne saßen Stunden an derselben Stelle und streckten entweder

a) die Arme ± senkrecht empor,
b) ein oder zwei Arme führten langsame Bewegungen aus, die ich als „Suchbewegungen" bezeichne.

In beiden Fällen konnte man sich überzeugen, daß die Arme zu feinen, äußerst empfindlichen Fühlern umgestaltet waren, und daß ihre Rolle als Bewegungs-

organ eine ganz untergeordnete geworden ist. Um einen einfachen Vergleich anzustellen, beobachte man eine lebende *Ophiotrix fragilis* neben einer lebenden *Ophioderma longicauda*. Letztere Art ist sehr beweglich, die Arme sind relativ kurz, sehr kräftig und zur Fortbewegung geeignet. (Es sei aber besonders betont, daß das Emporstrecken aller, oder fast aller Arme eine Ausnahme, nicht die Regel ist. Normalerweise sind aber zwei oder mehr Arme vom Sediment abgehoben und führen suchende Bewegungen aus.)

d) Die Stellung beim Anklammern

Asterias gibbosa T. PENNANT wurde in der Stellung, die Textfigur 3 veranschaulicht, mindestens $^3/_4$ Stunden lang beobachtet und nach dem Leben gezeichnet. Vier Radien dienen als Anklammer-Arme, während der fünfte als Widerlager gegen ein Zurückfallen des Tieres durch seine eigene Schwere dient. Alle Arme haben die gleiche Hauptrichtung, was für die Deutung des fossilen Materials von erheblicher Wichtigkeit ist.



Abb. 3. *Asterias gibbosa* T. PENNANT
Mittelmeer (im Berliner Aquarium beobachtet)

Das Tier verharrte mindestens $^3/_4$ Stunden in dieser Stellung. Rücken dem Beschauer zugekehrt. Alle Arme sind gleich gerichtet. Vier Arme klammern sich direkt am Felsen an, während der mit „Widerlager" bezeichnete Arm einem Ab- und Zurückgleiten des Tieres entgegenwirkt, somit als Widerlager wirkt.

B. Fossile Schlangensterne

I. Kritik der Bewegungs-Möglichkeit „unpaar voran" und „paarig voran"

Ophioderma squamosa E. PICARD. Unter. Muschelkalk Roitza (Blatt Beuthen). Von verschiedenen Seiten betrachtet, Bauchseite dem Beschauer zugekehrt (Taf. 50, Fig. 2, Abb. 4, 5). Die natürliche Lage im Schichtenverbande ist bekannt. Näheres siehe ausführliche Arbeit, die in dem Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt veröffentlicht wird.

Zu diesem Zweck und im Hinblick auf die Beurteilung der Textfiguren betrachten wir diese Schlangensterne so, daß dasselbe Stück jedesmal um 90° im Sinne des Uhrzeigers gedreht wird. So betrachten wir zunächst:

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Abb. 4. *Ophioderma squamosa* E. PICARD. Die ursprüngliche Stellung ist offenbar im Tode beibehalten worden. (Die Arme stellen ein halbstarres System dar.) — Etwa doppelte natürliche Größe.

Arm I: Er ist fast völlig untätig. Restlose Untätigkeit eines Armes beobachtete Verfasser auch bei lebenden Schlangensternen nur sehr selten. Aus den in der Figur recht leicht ersichtlichen gleichen Biegungs- und Winkelverhältnissen ergibt sich, daß nur I als inaktiviert angesprochen werden kann.

Arm II und V: Die beiden Hauptbiegungen der Arme sind besonders veranschaulicht; man erkennt, daß diese zweimal gleichsinnig nach außen gebogen sind. (Vgl. Taf. 50, Fig. 2.)

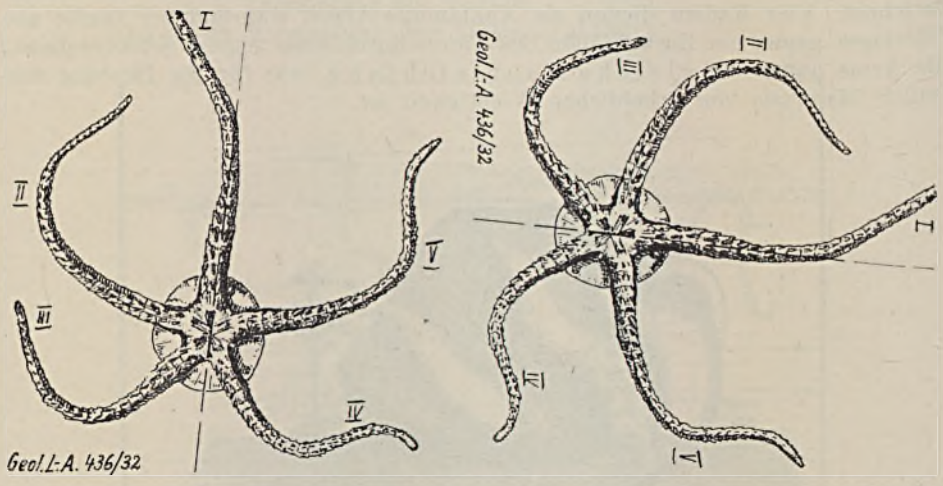


Abb. 4. *Ophioderma squamosa* E. PICARD. Unter. Muschelkalk (Conglomerat-Schicht), Roitza (Blatt Beuthen), Oberschlesien. Ca. dreifache natürliche Größe. Die Stellung des Schlangensterns entspricht seiner natürlichen Lage im Steinbruch (siehe ausführliche Arbeit). Ca. 80 % der untersuchten Schlangensterne lagen auf dem Rücken (vgl. Taf. 51, Fig. 1 u. 2). Die eingetragene Mittellinie erleichtert einen Vergleich der Symmetrieverhältnisse. Arm I ist inaktiviert, Arm II u. V zeigen zweimal die gleichen Biegungswinkel. Von dem caudalen Ende von „III" hat Verfasser den Eindruck, daß es eine Biegung wie der entsprechende Abschnitt von „IV" andeutet. (Winkelmarkierung in der Text-Abb. 4 und 5 siehe Tafel-Abb.) 2 : 1.

Abb. 5. Dasselbe Stück. Der inaktivierte Arm I ist um 90° im Uhrzeiger-Sinne nach rechts gedreht. Die Drehung ist noch zweimal um je 90° auszuführen, dann überzeugt man sich leicht, daß die ursprüngliche Bewegung nur „unpaar voran" oder „paarig voran" gewesen sein kann. Wer sich mit lebenden Schlangensternen beschäftigt hat, weiß, daß die Arme ein halbstarres System darstellen, darum kann die ursprüngliche Bewegung auch noch im Tode beibehalten werden. Man braucht nur einen lebenden Schlangenstern aus etwa 30 cm Höhe fallen zu lassen, um eine Starre der Arme zu erzeugen.

Arm III und IV: Die Hauptbiegungen der Arme sind sehr deutlich und gleichartig. Von Arm III fehlt das caudale Ende.

Ergebnis: In der besonders markierten Orientierung herrscht eine fast ideale Symmetrie vor.

Abb. 5: Die Abb. 5 ist um 90° nach rechts (im Uhrzeigersinne) gedreht. Da, wo in Abb. 4 Arm I lag, befindet sich jetzt „II". Dieser ist aber nicht

inaktiviert und auch in dieser Stellung erkennt man, daß er „V" entspricht. Paust man Arm III durch, so kann man ihn spiegelbildlich (vom fehlenden caudalen Ende abgesehen) mit „IV" zur Deckung bringen.

Ergebnis: Das Gleiche wie bei Abb. 4.

Die vorhergehende Abbildung ist um weitere 90° im Sinne des Uhrzeigers gedreht zu denken. Arm III = IV. Arm II = V. Die eingetragene Symmetrielinie läßt leicht erkennen, daß die Bewegungsdeutung „paarig voran" hier ebenso berechtigt ist, wie „unpaar (Arm I) voran".

Die vorige Abbildung denken wir uns um weitere 90° im Sinne des Uhrzeigers gedreht. Auch in dieser Stellung zeigt sich, daß nur Arm I fast völlig inaktiviert ist. Einerlei, ob man die Abbildung mehr von links oder mehr von rechts betrachtet, man erkennt, daß Arm II nur mit „V" verglichen werden kann und „III" mit „IV".

Gesamtergebnis: Man mag den abgebildeten Schlangenstern drehen und wenden wie man will, aus den untersuchten Symmetrieverhältnissen ergeben sich nur die Bewegungsmöglichkeiten „unpaar voran" und „paarig voran".

Ein Schlangenstern, der an einem Ceratiten emporklettert

Acrura coronaeformis E. Picard aus dem oberen Muschelkalk von Schlotheim in Thüringen.

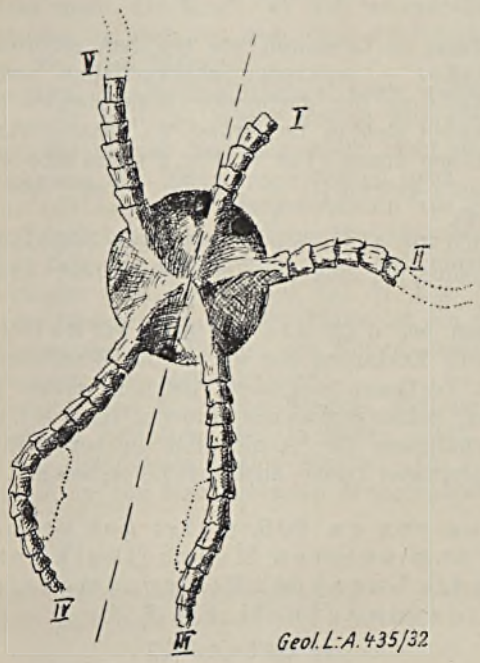


Abb. 6. Der Schlangenstern *Acrura coronaiformis* E. Picard aus dem Muschelkalk von Schlotheim in Thüringen

Der Schlangenstern klettert an einem Ceratiten empor. Dieser ist nicht mitgezeichnet. Der Schlangenstern ist mit Abb. 1 zu vergleichen. Einzelheiten sind in die Figur eingetragen. (Orig. Berlin, Geol. Palaeont. Inst.) Stark vergrößert.

Vergleicht man Abb. 6 mit den in Kletterstellung abgebildeten lebenden Schlangensternen (Abb. 2), so ist bei gleicher Einstellung leicht erkennbar, daß die Kniebildung der abstützenden Arme des lebenden Schlangensternes *Ophioderma longicauda* MÜLLER & TROCHELT im Wesentlichen der Kniebildung bei der fossilen *Acrura coronaeformis* entspricht. Auch die beiden sich anklammernden Arme des lebenden Schlangensternes entsprechen dem fossilen, soweit diese Arme körperlich oder als Abdruck (punktiert) erhalten.

II. Kritik der Armhaltung bei Schlangensternen aus verschiedenen Formationen (Taf. 50)

Wir vergleichen vier fossile Schlangensterne, die die gleiche Stellung zeigen: *Furcaster palaeozoicus* B. STÜRTZ aus dem unteren Devon von Bundenbach (Hunsrück) (Taf. 50, Fig. 1).

Ophioderma squamosa E. PICARD aus dem unteren Muschelkalk von Roitza (Bl. Beuthen), Oberschlesien. Ein wenig mehr als natürliche Größe (Taf. 50, Fig. 2).

Geocoma carinata GOLDFUSS sp. aus dem oberen Jura von Solenhofen (Taf. 50, Fig. 4).

Ophiura libanotica KÖNIG aus der oberen Kreide von Hakel (Libanon) (Taf. 50, Fig. 3). Die Abbildungen veranschaulichen auch die Symmetrieverhältnisse. Die sich entsprechenden Winkel und Biegungen wurden in den Abbildungen besonders hervorgehoben. Verfasser sieht folgende Erklärungsmöglichkeiten:

1. Die Arme wurden zu Lebzeiten wie bei dem zerbrechlichen Schlangenstern *(Ophiotrix fragilis)* ± senkrecht emporgehalten und klappten bei der Einbettung in der Richtung des geringsten Widerstandes herunter.

2. Die Tiere befanden sich in Bewegung: a) „paarig voran". Ein Armpaar geht in gleicher Richtung voran (Taf. 50, Fig. 2*), und Abb. 4, 5 [Abb. 5 um 90° im Sinne des Uhrzeigers gedreht]); b) „unpaar voran". Der unpaare Arm geht voran (Taf. 50, Fig. 2).

3. Die Strömung hat die Arme in eine Richtung eingestellt (Taf. 50, Fig. 1).

4. Alle Arme klammerten sich an einem Stein oder ähnlichem Gegenstand fest (Abb. 3).

Zu berücksichtigen ist, daß die Arme ein halbstarres System darstellen! Welche Erklärung hat die größte Wahrscheinlichkeit für sich? Darüber möchte sich Verfasser erst nach Abschluß seiner Beobachtungen und Versuche an lebenden Schlangensternen äußern. Hier sei nur hervorgehoben, 1. die Symmetrieverhältnisse der Arme sind zu berücksichtigen, 2. es sind Lagen-Analysen anzufertigen (siehe ausführliche Arbeit).

III. Untersuchung von ca. 200, meist gut erhaltenen Schlangensternen aus dem unteren Muschelkalk von Roitza (Blatt Beuthen), wobei die Lagen der Platten im Steinbruch bekannt sind (Taf. 51, Fig. 1, 2)

I. Befund

1. Ca. 80 Prozent der Schlangensterne liegen auf der Rückenseite. (Eine Lage, die der Schlangenstern zu Lebzeiten nie einnimmt.)

2. In mehreren Fällen liegen Schlangensterne direkt übereinander, Bauchseite nach oben.

*) Diese Figur ist um 180° gedreht zu denken.

3. In zwei Fällen ziehen die Arme eines Tieres quer über den Mund des anderen Schlangensternes.

4. Im Gegensatz zu den *Furcaster*-Platten aus dem unteren Devon von Bundenbach zeigen die Schlangensterne aus dem Muschelkalk von Roitza keine vorherrschende Armrichtung.

5. Keine Spur eines Fäulnisprozesses wurde gefunden.

II. Erklärungsversuch

1. Da von sechs Schlangensternen mindestens vier auf dem Rücken liegen und die Armwurzel eines Stückes in den Mund des Nachbarstückes reicht, läßt sich mit Sicherheit sagen, daß die Tiere nicht mehr die Kraft hatten, sich umzudrehen. Ursache der Rückenlage: Brandungswellen.

2. Die Armhaltung der Schlangensterne Nr. 1, 2, 3 kann a) wegen der auch in Einzelheiten erkennbaren Symmetrie, b) wegen der nach außen gebogenen caudalen Armenden kaum mit einer Strömung in Einklang gebracht werden. Viel wahrscheinlicher ist, daß die Arme als halbstarres System die ursprüngliche Stellung „paarig voran" oder „unpaar voran" beibehielten, in dieser auf den Strand geschleudert wurden und sehr schnell von einem mergeligen Sediment eingehüllt wurden.

3. Der Schlangenstern Nr. 5, dem ein kräftiges Armstück von Nr. 6 in den Mund ragt, hatte nicht mehr die Kraft: a) sich umzudrehen, b) einige Millimeter zur Seite zu gleiten, um sich von dem eben erwähnten Arm des anliegenden Schlangensternes Nr. 6 zu befreien.

4. Der Schlangenstern Nr. 3 (nachträglich noch weiter herauspräpariert) zeigt, obwohl von Arm IV nur ein oraler kurzer Stummel vorhanden, klare Symmetrieverhältnisse, die meiner Meinung nach nicht durch Strömung, sondern durch Eigenbewegung des Tieres zu erklären sind.

5. Die Durchsicht von ca. 200 Schlangensternen aus genau dem gleichen Horizont (Konglomerat-Schichten) des unteren Muschelkalkes von Roitza (Blatt Beuthen) ergaben, daß fast alle gleich groß sind. Der einzige winzige Schlangenstern, den der Verfasser fand, ist der auf Taf. 51, Fig. 1 Nr. 3 abgebildete.

6. Der Armrest von *Dadocrinus* (auf der Platte ist ein weit größeres Stück erhalten) ist, wie auf den anderen Platten von Roitza, aus dem genau gleichen Horizont, sicher abgerissen und angeschwemmt.

7. Die Schlangenstern- und Krinoiden-Brekzie und die nur wenige Millimeter dicke Mergelschicht beweisen, daß in einem stark brandenden Meere plötzlich eine Änderung der Sedimentation eintrat. Im liegenden Kalk: nur Schlangenstern-Trümmer, in der überlagernden Mergelschicht prachtvoll erhaltene Stücke.

Zwei Exemplare von Schlangensternen ganz verschiedener Gattungen, die tot oder sterbend eingebettet wurden

(Taf. 51, Fig. 3)

Der Befund

Da die natürliche Lage der Platte im Steinbruch unbekannt ist, läßt sich nicht ersehen, welcher Seestern den anderen überlagerte.

1. *Cheiropteraster giganteus* B. Stürtz aus dem Unter-Devon von Bundenbach im Hunsrück. Bauchseite dem Beschauer zugekehrt?

Die Scheibe: Sie liegt symmetrisch zu den Armen und ist gut erhalten. Man kann sogar die einzelnen Kalkplättchen erkennen.

Der mit „I" bezeichnete Arm ist ziemlich deutlich inaktiv, überlagert jedoch mit dem caudalen Ende Arm V.

Wie sich aus den eingetragenen Winkeln ergibt, ist Arm „II" = Arm „V" (hierbei ist sehr wahrscheinlich der überlagernde Arm „I", auch als hemmend auf „V", in Rechnung zu setzen).

Aus den eingetragenen symmetrischen Winkeln ergibt sich, daß Arm „III" = Arm „IV" ist (im Wesentlichen).

2. *Loriolaster mirabilis* B. STÜRTZ. Unter-Devon Bundenbach (Hunsrück). Rückenseite dem Beschauer zugekehrt. Gut erhalten.

Die Scheibe: Sie zeigt, wie bei anderen Stücken, Runzeln und reicht bis zu den caudalen Armenden.

Die Arme: Die Arme sind teils gestreckt, teils auffällig gekrümmt.

Biologischer Deutungsversuch

Da die Durchsicht einer großen Anzahl Exemplare von *Cheiropteraster giganteus* ergibt, daß die Scheibe ganz ungewöhnlich gut erhalten ist — man sieht sogar die einzelnen Kalkschüppchen — und da die Arme ziemlich genau symmetrisch liegen, muß das Tier kurze Zeit nach seinem Tode eingebettet sein.

Da der vorliegende *Loriolaster*, im Gegensatz zu ca. zehn anderen untersuchten Exemplaren, eine krampfhafte Stellung der Arme zeigt, ist es wahrscheinlich, daß er lebend auf den Strand geworfen worden ist. Die natürliche symmetrische Haltung des *Cheiropteraster* spricht mit einiger Wahrscheinlichkeit dafür, daß er tot oder sterbend auf den absterbenden *Loriolaster* geworfen wurde.

Ein Schlangenstern, der jedenfalls in seiner natürlichen Bewegungsstellung eingebettet wurde (Taf. 53, Fig. 2)

Furcaster palaeozoicus B. STÜRTZ. Unter-Devon, Bundenbach im Hunsrück. Orig. Berlin, Geolog.-Palaeont. Institut und Museum.

1. Befund

Das abgebildete Stück kehrt die Bauchseite dem Beschauer zu. Auf den ersten Blick erkennt man, daß nur ein Arm ausgestreckt ist. Er wird, wie gewöhnlich, mit „I" bezeichnet. — Wie Verfasser fast immer an lebenden und fossilen Schlangensternen beobachtete, liegt keine völlige Streckung vor, sondern eine ganz schwache Biegung, ähnlich im Sinne eines der Nachbararme (wie „V").

Die besonders hervorgehobenen Winkel und Biegungen beweisen, daß Arm II = Arm V ist. Ebenso zeigen bei den beiden noch völlig erhalten gebliebenen Armen die drei markierten Winkel- und Biegungsverhältnisse, daß Arm III = Arm IV ist.

2. Biologische Deutung

Während man bei dieser Art fast stets findet, daß die schwache Scheibe ganz asymmetrisch zu dem unpaaren Arm liegt (nach dem Tode des Tieres verschob sie sich fast immer), liegen hier fast symmetrische Verhältnisse vor.

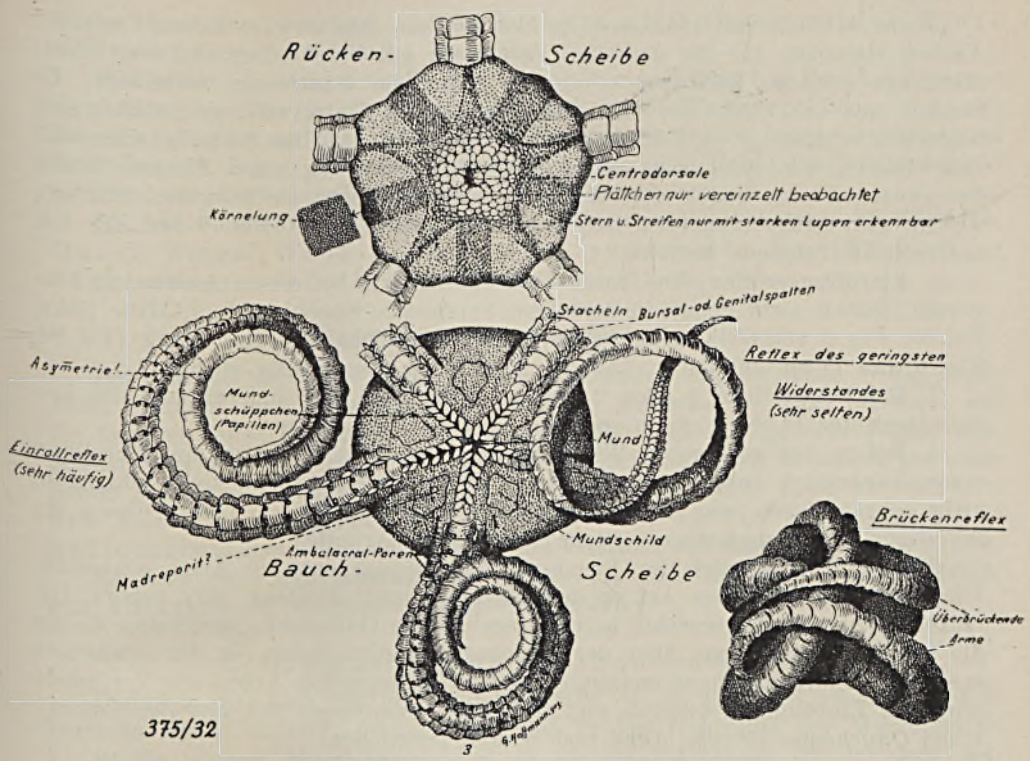


Abb. 7. Rechts unten: *Ophiolepis (Ophiura) fürstenbergii* Josef Müller, 1843
Obere Kreide (Grünsand von Vaals bei Aachen). Platten- und Reflexschema.
Die Arme steigen steil empor und sind im Wesentlichen gleichartig eingerollt, jedoch nicht so, daß der einzelne Arm durch einen Längsschnitt in zwei gleiche Hälften geteilt werden kann.

Abb. 7. Mitte und oben: Dieselbe Art
Wiederherstellungsversuch vom äußeren Bau und der Reflexe
Die verschiedenen vom Verfasser beobachteten Einrollungsmöglichkeiten sind schematisch dargestellt. Nochmals sei betont, daß die einzelnen Platten, die sternartige Figur, die Streifen, Körnelung usw. ein sehr mühsames Studium unter verschiedenen Lupen erfordern. Natürliche Größe der Scheibe ca. 1 cm.

— Betrachtet man die Abbildungen von den verschiedensten Richtungen, so ergibt sich, daß nur zwei Bewegungsrichtungen möglich waren: „paarig voran" (Arm I zeigt nach vorn) oder „unpaar voran" (Arm I ist dem Beschauer zugekehrt).

Die Einrollungs-Reflexe eines Schlangensternes

Ophiura fürstenbergii Josef Müller 1843. Taf. 50, Fig. 6, 7, Abb. 7.

Verfasser kann sich hier ganz kurz fassen, da in der ausführlichen Arbeit alle Einzelheiten der Reflexe geschildert sind. Es lagen zur Untersuchung neun Stücke und die beiden Original-Exemplare Josef Müller's vor. Die Exemplare entstammen der alten Beissel'schen Sammlung und es scheint, daß die vorliegenden Stücke Unica sind.

JOSEF MÜLLER hat 1843 zwei Stücke, die aus dem Grünsand von Vaals bei Aachen stammen, für die damalige Zeit recht gut beschrieben und abgebildet, allerdings nur die Rückenseite, da die Arme die Bauchseite verhüllten. Es handelt sich um Flint- oder Feuersteinkerne. Die Untersuchung gestaltet sich besonders schwierig, da fast stets die Arme über der Bauchscheibe eingerollt sind. Darum wird hier zum ersten Male die Abbildung eines Plattenschemas des ganzen Tieres gegeben (Abb. 7) und die Photographie von drei Stücken, welche die Arme eingerollt haben (Abb. 7 und Taf. 50, Fig. 6 und 7). Ich unterscheide folgende Reflexe:

1. Einrollungsreflex: Die Arme sind ähnlich wie bei einem Ammoniten eingerollt, jedoch nicht genau in derselben Symmetrie-Ebene (Abb. 7, Mitte links, Taf. 50, Fig. 6 und 7). Die meist in ihrer Art gleichartige Einrollung (Taf. 50, Fig. 6 und 7) spricht dafür, daß der Nervenreiz gleichzeitig eintrat.

2. Brücken-Reflex: 1 oder 2 Arme überbrücken die anderen und drücken diese herunter (Abb. 7, unten rechts).

3. Reflex des geringsten Widerstandes: Ein Arm, bei dem die Einrollung einen Augenblick später begann als bei den anderen Armen, zieht schlangenartig schräg durch eine noch vorhandene Lücke (Abb. 7, rechts oben). In der Figur stark schematisiert (siehe ausführliche Arbeit).

Taf. 50, Fig. 6 zeigt die Bauchscheibe und darüber die Arme eingerollt. Hieraus folgt, daß diese Art zu den Streptophiuren J. BELL 1892 gehört. Die einzelnen Armglieder besitzen keine ausgebildeten Gelenkteile und haben darum die Fähigkeit, die Arme über der Bauchscheibe einzurollen. In der erwähnten ausführlichen vergleichend-anatomischen und biologischen Arbeit des Verfassers wird das Einrollungsvermögen von *Ophiura fürstenbergii* mit dem des carbonischen *Onychaster flexilis* MEEK und WORTH verglichen.

Beobachtungen an Quallen (Taf. 52, Fig. 4 und 5)

Die wichtigste Entdeckung über fossile Quallen ist wohl die von C. D. WALCOTT (WALCOTT, 1911) gewesen, der uns in großen Werken mit cambrischen Quallen bekannt macht. Über die ebenfalls cambrischen Quallen von Lugnaës in Westgotland in Schweden sind die Ansichten geteilt. — Wie immer, gehen wir vom lebenden Material aus und legen uns die Frage vor: Wie können uns Quallen fossil überliefert werden?

Die Untersuchungen wurden im Sommer 1930 auf der Insel Baltrum bei Norderney ausgeführt. — Im Hochsommer strandeten dort viele Medusen, z. B. *Aurelia aurita* LAMARCK, aber auch andere Arten. Für genaue Beobachtungen ist es nun ratsam, sich flach auf den Boden zu legen. Es wurden untersucht:

A. Die Entstehung von Abdrücken

Quallen, die vor etwa 1—2 Stunden angespült waren, wurden vorsichtig abgehoben und der feinkörnige Sand, auf dem die Tiere lagen, betrachtet. In der Mehrzahl der Fälle zeigten sich folgende Abdrücke: a) Schirm (wahrscheinlich mit randlichen Sinnesorganen) und mit Ringmuskulatur; b) Anhänge (Tentakeln); c) Mundgebiet; d) Andeutungen der Genitalräume; e) Radiäre Kanäle. Frisch aussehende Stücke wurden nach Untersuchung der Abdrücke in Tümpel gesetzt und öfter zeigte es sich, daß die Tiere noch am Leben waren, denn die bezeichnenden ruckartigen Schwimmbewegungen

waren deutlich erkennbar. Also: Bereits zu Lebzeiten der Tiere können sich Abdrücke bilden.

Wie erklärt sich die schnelle Entstehung der Abdrücke? 1. Durch das eigene Gewicht. (Das Tier ist zu Lebzeiten reichlich mit Wasser gefüllt.) 2. Durch das Ansaugen an den nassen Sand vermittelst des in Menge vorhandenen Schleimes. 3. Durch die zuletzt zurückbleibende zähe Haut, die durchaus nicht so leicht vergänglich ist, wie allgemein angenommen wird.

Sie hat vielmehr den Charakter eines vertrockneten dünnen Eierkuchens. Durch diese Haut können sich sogar die Radiär-Kanäle nebst ihrer violetten Farbe abzeichnen.

B. Die Abformung der Quallen

Bei dem auf der Insel Baltrum vorherrschenden starken Wind — die ganze Insel verdankt ihre Entstehung dem starken Flugsand — wird oft Sand auf die Quallen selbst geblasen, vor allem auf den kuppelartig, dem Winde ausgesetzten Schirm derselben. So kann die Gallertschicht bis zu einem gewissen Grade vor dem Vergehen geschützt werden, denn nach dem Verwesen des Ectoderms bleibt jedes Sandkorn an der Gallertschicht haften, etwas Sand fällt auch herab und verbackt mit dem Rand des Schirmes.

Es liegt nach den Ausführungen unter „A" auf der Hand, daß Abdruck und Abformung oft zusammen auftreten werden.

C. Die Ausfüllung der inneren Organe

Dadurch, daß sich die gestrandete Qualle, wenn sie noch lebend ist, dem feuchten Sande anpreßt, dringt dieser: a) in den Hohlraum der Mundlappen; b) in die weiten Magenräume; c) in die Genitalräume; d) in sehr seltenen Fällen vielleicht auch in die Radiär-Kanäle. So gelangen wir zu dem Ergebnis: Quallen können uns durch Abdrücke, Abformungen und der Ausfüllung innerer Organe überliefert werden. In vielen Fällen gehen alle drei Erscheinungen Hand in Hand.

D. Das Festwerden des Abdruckes, des überlagernden Flugsandes und des ausfüllenden Materials

Zwei Wahrscheinlichkeitsbeweise können geliefert werden, daß Quallen innerhalb einiger Stunden bei günstigen äußeren Bedingungen einen festen inneren Kern hinterlassen können.

A. Verfasser beobachtete im Juli 1930 auf Baltrum, daß starke Brandung die Wellenfurchen (Rippelmarks) derart gefestigt hatte, daß nach dem Zurücktreten der Flut die menschlichen Fußtritte kaum oder nur ganz schwache Eindrücke hinterließen. Genau in diesem Gebiete lagen auch die Quallen. Wenn die Sandfurchen der Welle innerhalb von Stunden stark verfestigt werden können, so muß dasselbe auch für die Sandformen, die die Quallen hinterließen, gelten.

B. Verfasser fand zwei rezente Schneckenschalen (*Litorina litorea* Linné) mit Farben und organischer Substanz in einer sandsteinähnlichen Masse eingebacken.

Nach meinen Beobachtungen (Klinghardt, 1931) können die Farben der Muscheln und Schnecken oft innerhalb einiger Tage vergehen, daher muß angenommen werden, daß der die Schnecken umhüllende Sand in wenigen

Tagen fest geworden ist (Verfasser vermutete zunächst, die beiden Schnecken seien in Zement geraten, beim Durchschneiden zeigte sich aber, daß es sich um verfestigten Sand handelte). Bis zum Beweis des Gegenteils muß also angenommen werden, daß unter günstigen Umständen der Sand des Meeresstrandes innerhalb einiger Tage verfestigt werden kann. Dies stimmt mit der unter „A" angegebenen Beobachtung über Verfestigung von Wellenfurchen überein. Über fossile Quallen hofft Verfasser an anderer Stelle berichten zu können.

Anhang

Manche Medusen vermögen einen Teil der Fußscheibe mit einer Chitinkapsel zu umgeben (z. B. *Chrysaora*) und mit ihrer Hilfe ein Dauerstadium zu bilden, bei dem das Tier jahrelang am Leben bleiben kann. Es ist leicht verständlich, daß solche Chitinkapseln fossil überliefert werden können. In der Literatur fand ich nichts darüber.

Innere Organisation der Rudisten und Abstammungslehre

I. Die Untergruppen der Radiolitiden: (Taf. 52, Fig. 1, 2, 3)

TOUCAS unterscheidet in seinem großen Radiolitenwerk (TOUCAS, 1907—1909) folgende sechs Gattungen: „*Agria, Praeradiolites, Sphaerulites, Radiolites, Sauvagesia, Biradiolites*". Über diese Systematik, z. B. über die Bewertung von *Agria*, gehen die Ansichten von so erfahrenen Kennern, wie von H. DOUVILLÉ und TOUCAS auseinander. — Im Zusammenhang mit Problemen der Abstammungslehre ist es wesentlich, daß H. DOUVILLÉ 1909 die Gattung Eoradiolites aufstellt und von ihr schreibt, daß sie die wirkliche Wurzel der Radiolitiden zu sein scheint (DOUVILLÉ, 1910). Er sagt: „Eoradiolites parait bien être la souche véritable des Radiolitidés." Verfasser (KLINGHARDT, 1929) hat nun 1928 die innere Organisation eines der ältesten Radiolitiden, von *Eoradilites liratus* CONRAD sp. aus dem unteren Cenoman von Abeih im Libanon untersucht. Da zeigte sich, daß dieser Radiolit bezüglich der inneren Organisation in höchstem Maße spezialisiert war, und daß es darum durchaus unwahrscheinlich ist, daß die Eoradioliten die Wurzel der Rudisten sind.

Der Verfasser hat von Radiolitidenarten weit über 600 Abbildungen der inneren Organisation veröffentlicht. Man kann zwar mit einiger Sicherheit sagen, daß z. B. Praeradioliten und Sphaeruliten einander nahestehen, mehr aber nicht. Die verschiedenen Gruppen der Radiolitiden von TOUCAS sind zwar zu einer vorläufigen Systematik gut verwendbar, aber doch derartig spezialisiert, daß sich von keiner einzigen mit Sicherheit sagen läßt, sie sei die Wurzel dieser Rudisten. Eine Ausnahme macht vielleicht die Gattung *Agria*.

II. Die Hauptgruppen der Rudisten

a) Radiolitiden: Sie haben äußere Siphonalzonen.

b) Hippuritiden: Sie haben innere Siphonalröhren (nicht Pfeiler, wie allgemein angegeben wird) im Deckel, Sieb- und Radiär-Kanäle. Eine Verbindung besteht durch die Oberschale hindurch mit dem umgebenden Meerwasser (Taf. 52, Fig. 1, 2, 3).

c) Capriniden: Mehr oder weniger hornförmige Gestalt, großmaschige Schein-Kanäle.

Von den Radiolitiden wurden gelegentlich Kanäle beschrieben, z. B. von *Joufia reticulata* (G. Boehm) Klinghardt. Die Untersuchungen des Verfassers zeigen aber, daß die Radiolitiden keine echten Kanäle haben (Rudisten-Atlas, Taf. IV und V, Fig. 1), die durch die Schale hindurch mit dem umgebenden Meerwasser in Verbindung stehen. Aus den Abbildungen in den „Rudisten" (Klinghardt, 1921—1931, Atlas) geht ferner hervor, daß Zähne wie Muskelstützen der Hippuritiden stets verschieden von denen der Radiolitiden sind.

Von den Capriniden werden zwar in der Literatur Kanäle erwähnt, die nähere Untersuchung zeigt aber (Klinghardt, 1921—19931, Atlas), daß es sich auch hier nicht um Durchbrechungen der Schale handelt. Eine Verbindung durch die Schale hindurch mit dem umgebenden Meerwasser (wie bei den Hippuriten) bestand nicht.

Aus diesem Grunde und der gesamten inneren Organisation folgt, daß die drei Hauptgruppen der Rudisten: Radiolitiden, Hippuritiden, Capriniden sich als drei scharf getrennte Abteilungen gegenüberstehen, wobei der verwickeltste Apparat aller Muscheln, das Berieselungs-System, im Deckel der Hippuriten, vollständig auf diese Gruppe beschränkt ist.

Fragen wir nun: Wie ist diese einzigartige Einrichtung entstanden?

Nach der Lehre von der natürlichen Auslese müßte sich zufällig bald hier, bald da eine Masche gebildet haben, außerdem ungleiche Maschen. Ferner bald da, bald dort ein Kanal. Der Befund in der Natur ist aber ganz anders als es nach der Selektions-Theorie anzunehmen ist. Denn:

a) Nie treten vereinzelte Maschen auf, stets ist der Deckel ganz erfüllt von ihnen. (Einzelne Maschen ohne Verbindung mit einem geeigneten Kanal wären nach kurzer Zeit verschlammt worden.)

b) Nie oder fast nie treten Poren in den Kalkleisten auf, die die Kanäle umrahmen (Taf. 52, Fig. 1).

c) Nie erscheinen vereinzelte, verschieden orientierte Radiär-Kanäle, stets gehen sie vom Wirbel aus und gabeln sich in regelmäßiger Weise nach dem Rande zu (Taf. 52, Fig. 1).

d) Tritt eine Reuseneinrichtung auf, so erscheinen die Reusen nicht vereinzelt, sondern mehr oder weniger massenhaft und regelmäßig (Taf. 52, Fig. 2).

e) Niemals finden sich Kanäle in der Unterschale der Hippuriten, was dafür gehalten wurde, rührt von bohrenden Organismen her.

f) Die Mündungen der Radiär-Kanäle des Deckels sind derart gestellt, daß der Mantel des Tieres in der aufgewachsenen Schale berieselt wurde (Taf. 52, Fig. 1 und 2, „Rudisten", Teil III, Taf. IV, Fig. 13).

g) Die Kanalmündungen, als Ganzes betrachtet, liegen auf einem Kreis. Genaue Untersuchungen zeigen aber, daß in regelmäßigem Wechsel jeder zweite Kanal etwas höher liegt, wodurch das Gefälle des Wassers beeinflußt wird und eine besonders zweckmäßige Berieselung entsteht (Taf. 52, Fig. 1 und 2).

h) Die Kalkmaschen nebst Reusen des Deckels — bei mittelgroßen Stücken —, etwa 1000 Maschen mit mindestens 5000—6000 Reusen, arbeiten in vollendeter Weise mit den Radiär-Kanälen Hand in Hand (Taf. 52, Fig. 1—3, Rudisten, Teil III, Abb. 6 und 7).

i) Nicht nur die einzelnen Elemente der Berieselungsanlage arbeiten miteinander in vollkommener Weise, sondern das gesamte Schalenwachs-

tum, der Zuwachs des sehr verwickelten Schloßapparates und des Ligamentkomplexes, die Blutgefäße, die Siphonalröhren nebst dem sie umstellenden Gitter (Taf. IV, Fig. 1 und 3), ihre Ausschnitte im Deckel stehen in idealer Wachstumsharmonie (Taf. 52, Fig. 1 und 3) mit den Mündungen der Röhren.

Das Rudisten-Tier hat sich sofort harmonisch in seinem Wachstum auf den Gesamtorganismus eingestellt. Mit anderen Worten, es muß ein Zentrum geben, das diese Anlage, die viel wunderbarer wie das Räderwerk einer Uhr ineinander greift, regelt.

So kommen wir zu folgender allgemeinen Erkenntnis: Äußerst verwickelte Anlagen können plötzlich entstehen, und zwar so, daß alle Elemente des ganzen Organismus sofort harmonisch miteinander arbeiten. Nie findet man bei den fossil doch glänzend erhaltungsfähigen und oft sehr großen Rudisten, Teile der Berieselungsanlage des Deckels in der Entstehung, wie es die Lehre von der natürlichen Auslese erfordern würde. Stets tritt uns der fertige, vollkommen arbeitende Apparat entgegen. Rückblickend auf das Vorhergehende läßt sich sagen: Es handelt sich hier nicht um kleine Sprünge im Sinne von DE VRIES, sondern um grundlegende plötzliche Veränderungen im Organismus. Deshalb sei betont, daß es anderen Muscheln, die sich nicht nach Rudistenart umgestaltet haben und die in denselben Schichten lebten, im Gegensatz zur Selektionslehre, ganz vorzüglich ergangen ist und z. T. ergeht. Darum wird jeder Versuch, die Entstehung der Rudisten durch Selection zu erklären, an der Wucht der erwähnten Tatsachen scheitern. Deshalb sei zum Schluß dieses Abschnittes gesagt: Verfasser sieht die nächstliegende Aufgabe der Versteinerungskunde darin, nicht Theorien, sondern neue Tatsachen zu liefern, sie in farbigen Monographien zu verarbeiten, Zusammenhänge aufzuklären, den Tieren Leben einzuhauchen, und schweigend zu verehren, was unerforschlich ist.

Ergebnisse

Schlangen- und Seesterne

1. Es wurden die ersten Präparate hergestellt, bei denen man das ausfüllende Gestein so herausnahm, daß sich die ganze, verwickelte innere Organisation erkennen ließ. Dies gab die Grundlage für anatomische Vergleiche.

2. Verfasser legte Dünnschliffe in verschiedener Höhe durch Schlangensterne, woraus sich eine weitere Grundlage für vergleichend-anatomische Untersuchungen ergab.

3. Im Berliner Aquarium wurden Beobachtungen über die Bewegung von Schlangen- und Seesternen angestellt, um die Stellung, Lage, Bewegung usw. der fossilen Tiere beurteilen zu können.

a) Dabei zeigte sich die bisher kaum beobachtete Tatsache, daß manche Schlangensterne, wie *Ophiotrix fragilis* MÜLLER & TROCHELT, für gewöhnlich die Arme nicht in der horizontalen Ebene halten, sondern als Fühlerarme schräg oder senkrecht nach oben.

b) Die Bewegungen anderer Schlangen- und Seesterne gaben eine Grundlage zur kritischen Beurteilung der fossilen.

4. Um eine weitere Grundlage für Erörterungen über die Bewegungsart lebender und fossiler Schlangen- und Seesterne zu haben, wurden die Symmetrielinien und gleiche Winkel in den Abbildungen hervorgehoben.

5. Bei Schlangensternen aus dem Grünsand von Vaals bei Aachen wurden drei verschiedene Arten von Einrollungsreflexen festgestellt.

Quallen

Die Entstehung von Abdrücken, Ausfüllungen usw. wurde am Meer beobachtet und festgestellt, daß sich solche bereits zu Lebzeiten des Tieres bilden können.

Innere Organisation der Rudisten und Abstammungslehre

Verfasser hat den inneren Aufbau von weit über 1000 Rudisten der verschiedensten Arten untersucht und die Lage von mehr als 50 inneren Organen festgestellt und abgebildet. Die Sieb- und Berieselungsanlage im Deckel der Hippuriten zeigt eine auf die Spitze getriebene Arbeitsteilung, die wahrscheinlich von der Arbeitsteilung im Schädel relativ einfach gebauter Säuger nicht übertroffen wird. Solche äußerst verwickelte Anlagen, wie die erwähnte Sieb- und Berieselungsanlage im Hippuritendeckel (und die vom Verfasser untersuchten Tintenbeutel der Tintenfische), können plötzlich entstehen und stets so, daß alle Elemente des ganzen Organismus sofort harmonisch miteinander arbeiten. Da andere Muscheln, die diese Einrichtung nicht haben, und in denselben Schichten auftreten, bis heute weiterleben, zeigt sich, daß diese Umprägungen nicht das Geringste mit der natürlichen Auslese zu tun haben. Verfasser hat Entsprechendes auch vom Tintenbeutel, Gehirnen usw. gezeigt.

Angeführte Literatur

Douvillé, H.: Études sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'Algérie, d'Égypte, du Liban et de la Perse. — Mém. Soc. géol. France. Mém. No. 41, Paris 1910, S. 22.

Klinghardt, F.: Die Rudisten. Teil I—IV, 1921—1931. Rudisten Maniagos, Vergleichende Anatomie, Atlas, Biologie. Selbstverlag des Verfassers. Berlin-Spandau, Stresow-Platz 14—15.

—: Die stammesgeschichtliche Bedeutung, innere Organisation und Lebensweise von *Eoradiolites liratus Conrad.* Palaeontogr. 72, 1929.

Toucas: Classificat. et Évolut. des Radiolitidés. Paléontolog. Mém. Soc. géol. France. Mém. No. 36, Paris 1907—1909.

Walcott, C. D.: Middle Cambrian Holothurians and Medusae. 1911. — Smithson Misc. Coll. 59, No. 3.

1. Orts-Register

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen, Profilzeichnungen, Karten usw. und die Tafelnummern sind **fett,** die Seitenzahlen der Sitzungsberichte *kursiv* gedruckt.

A

Allendorf 283
Alsfeld 285
Altenhagen 703
Amöneburg 289
Amrum 1, **13**, **15**, **20**, **22**, **52**, **54**, **1**, **2**, **3**, **4**, **5**, **6**, **7**
Andernach 805, **806**, **807**, **808**, **809**, **810**, **811**
Anlunn 50, **5**, **6**, **7**

B

Bad Lauterberg 129, **139**, **145**, **146**
Baitzen **44**
Baldixum 7, **13**
Barbis **36**
Bassenheim **853**, 866, **869**
Bauke 192
Bearendeal 21, **1**
Bennungen **36**
Berlin *22*
Berlinchen 76
Bertenau 777, **779**, **781**
Besse 274
Bielau 191
Bielefeld **579**, **28**
Bömighausen **234**, **18**
Borgsum 7, **13**
Borken 276
Boschpol 375
Bredelar 243, **18**
Bückeburg **39**
Bundenbach **49**, **50**, **51**, **53**
Burgen 825

C

Camburg 589, **29**

D

Damerod 288
Dillenburg **48**
Dissen 275
Disternich 403
Döbritschen 592, **29**
Dramburg 77
Dürr-Hartha 759, **42**

E

Ebsdorf 294
Eich 805, **806**, **809**, **810**, **811**
Eiderstedt 34
Eilsen 718
Eimbeckhausen **37**
Eisenberg 589, **29**
Eisleben **34**
Ellrich **36**
Engelskirchen 880

F

Föhr 7, **13**, 22, **4**, **5**, **6**
Frielendorf 280

G

Gees **912**, **46**
Gera 589, **29**
Giessen . . . **917**, **925**, **927**, **928**, **929**, **46**
Giessmannsdorf 193, **16**
Giersdorf 197, **200**
Gleiwitz **105**, **106**
Goddelsheim 208, **209**
Godesberg 249, **19**, **20**
Goting 7, **13**
Gräveneck **345**
Greboschowitz 739
Groß-Almerode 267
Groß-Bennstedt 49, **8**
Groß-Czernosek 582, **28**
Groß-Königsdorf 400
Groß-Mahlendorf **43**
Gungelshausen 284

H

Hamm 339
Hannöversch-Minden 273
Harzungen **32**
Hausdorf 190
Hausham 45, **8**
Heidberg 431
Heidekamp **447**, **21**
Heilshoop **447**, **21**
Heimertshausen 288
Helmstedt 46, **8**
Herborn **938**
Herzberg **149**

Hillershausen 229
Hindenburg **309**
Höhenberg 398
Hörnumodde 33, **2**
Hofgeismar 273
Hohenkirchen 272
Holzhausen 273
Homberg a. d. Ohm 289
Honnef 251, **19, 20**

I

Ihlenbüren **533, 539, 24, 25, 26**
Ilfeld **32, 33**
Iserlohn **912**

J

Jauernig 194, **16**

K

Kärlich 815
Kalinowitz 739
Kamenz 758, **41, 42**
Kassel 271
Keitum 23, **2**
Kirchhain 289
Kirchherten 404
Kleinbremen **38**
Köbbinghausen 882
Köln 398
Königswinter **19, 20**
Kruft 851, **853**

L

Lauenburg 374
Lautenthal **453**, 455, **22, 23**
Lauterberg **36**
Leba **390**
Lechtingen 553, **554, 560, 27**
Leimbach 285
Leschna 738
Lichtenau 270
Lieblar 401
Limmer 726
Lübeck 443, **445**

M

Mehlem 253, **19, 20**
Michaelisdonn 24, **2**
Midlum 7, **13**
Miesenheim **853**, 865
Möncheberg 268
Morsum 7, **13**
Müggenhausen 402
Mühlheim-Broich 607
Münsterberg 761, **43**
Münstermaifeld 813
Müsen 883
Muffendorf 249, **19, 20**

N

Nammen 704
Nanzenbach **349**
Naunheim 814
Nebel 6, **13, 15, 1**
Neheim-Hüsten 358
Neiße 191
Nenndorf 718
Neuekrug **23**
Neustadt **521**
Nieblum 7, **13**
Niedermöllrich 276
Niedersachswerfen . . 667, **32, 33, 34, 36**
Niederscheld 936, **48**
Niederwalgern 294
Niederzwehren 274
Nörenberg 77
Norddorf 7, **13, 15, 1**
Nordhausen **180, 664**
Ntandi, Deutsch-Ostafrika 112, **11**

O

Oberdorfelden 261
Oberkaufungen 270
Oberscheld **345, 347** 936, **47**
Oberwinter 248, **20**
Ochtendung **853**, 858, **869**
Oderberg 76
Övenum 7, **13**
Olfen *7*
Olpe 883
Oppeln 738
Ottfingen 430
Ottmachau 196, **17**
Overath 880

P

Pennrich 581, **28**
Plaidt 852, **853**
Plauen 584, **28**
Prieborn 188

Q

Questenberg **36**

R

Rarbach 884
Reinfeld **447, 21**
Rheinbreitbach 254, **19, 20**
Rhena 245, **18**
Riefensbeek 166, **13**
Rittershausen **914, 46**
Rodenkirchen 399
Rövenich 403
Roisdorf 401
Roitza **952, 49, 50, 51**
Romrod 286
Rosenthal 70, **9**
Rothenburg o. T. 49, *8*
Rottleben **34, 36**
Rüdersdorf *7*, 592
Rüdigsdorf **687, 34, 36**

S

Sachsa 667
Saffig **853**, 858, **869**
Sandhübel 197, **17**
Scharzfeld **36**
Schlotheim **953**
Schönberg 408, **409**
Schrom **44**
Schwarzenborn 282
Silberhütte **143**
Sötenich **921**, **923**, **46**
Solenhofen **50**
Spielberg a. Unstrut 49, **8**
Steenodde 6, **13**, **15**, **1**
Steina 283
Stolberg 516
Stübendorf **189**
Süddorf 6, **13**, **15**, **1**
Sylt 7, **13**, 22, **3**, **4**

T

Tettenborn **36**

U

Udersleben **684**
Ütersum 7, **13**

V

Vaals **957**, **50**
Varste 883
Velgast 70, **9**
Vettweiß 403
Ville 400
Völksen 709, **39**
Vornhagen 708
Vorwohle 726

W

Wachendorf 914, **46**
Waren 77
Wasenberg 285
Weenz **37**
Weilburg **354**
Welleringhausen . 229, **230**, **231**, **234**, **18**
Wennigstedt 37, **4**
Westerland 7, **13**, **4**
Wettensen **578**
Wieda 126
Wiedenbrück 695
Wilhelmshöhe 273
Winningen 872
Wittdün 6, **13**, **15**
Wrixum 7, **13**
Wyk 7, **13**, **4**

Z

Zarpen 444, **447**, **21**
Ziegenhain 280
Ziegenhals 197, **202**, **203**
Zuckmantel 201, **202**

2. Sach-Register

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen usw. und die Tafelnummern sind **fett,** die Seitenzahlen der Sitzungsberichte *kursiv* gedruckt.

A

Abradierende Transgressionen 61
Abscherungsdecken, Südharz 138
Absonderung, Basalt, Bertenau . . . 785
Acker-Bruchbergsystem . . . 157, **13, 14**
Adorfer (Kellwasser) Kalk 161
Akkumulierende Transgressionen . . 61
Alabasterkugeln im Anhydrit 661, **33, 32**
Albien, Oberes, Wettensen 578
Alttertiär, Niederrhein. Bucht 333
Amöneburg-Ebsdorfer Becken 289
Ancylushebung, nordfriesische Inseln 10
Anhydrit, Schichtung 658
„ Südharz 655, **32, 33, 34, 35, 36**
Anthrakonit 37
Apollinaristerrasse 251
Arides Klima, Oberkarbon 532
Asphalt, Vorwohle 726
Asturische Gebirgsbildung, Harz . . 181
Auerbergporphyr 516
Auslaugungszone, Oberer Zechstein 673, **34**
Außenmoräne, Odergletscher 78

B

Baltische Hauptendmoräne 76
Basalanhydrit 673
Basalt, Bertenau . . . 777, **793, 796, 800**
„ , Laacher See **793, 796**
„ , Minderberg 898
„ , Westerwald **793, 800**
„ vulkane, Laacher See . . . 851, **853**
Baugrund, Groß-Berlin *22*
Becken, Amöneburg-Ebsdorfer 289
„ , Epirogene **639**
„ , Kamenzer 758, **41**
„ , Kasseler 273
„ , Oberschlesisches Steinkohlen, Tektonik 304, **315**
„ , Steigertaler 668
„ , Thüringer 588, **29**
„ , Zuckmanteler 201, **202**
„ fazies, Siegburg-Wildberger 429
Beilschneide, neolithische, Amrum . 40, **4**
Belemniten, Oberemscher 340
Bensberger Schichten 880
Bergrecht, preußisches *20*
Bergwirtschaft *13*
Bertenauer Vulkan 777, **779, 781**
Beuthener Steinkohlenmulde . 86, 307, **309**
„ Triasmulde **101,** 102, **10**
Binnensee-Sedimente *26*
Bitumen, Palaeogeographie und . . . 711
„ führende Schichten, Jura . . 717
Bleichsandhorizonte, drei, Amrum 29, **4, 6**
Bodenkartierungen, Grundlagen . . . *17*
„ , Ziel und Rahmen *16*
Bodenkundliche Karten *18*
Bohlweg, Stapeler Moor . . 421, **423, 426**
Bohrung Allendorf 283
„ Bauke 192
„ Bielau 191
„ Borken 278
„ Borken, Olmestal 279
„ Damerod 288
„ Friedrichshütte 735
„ Frielendorf 280
„ Frielendorf, Brikettfabrik . 282
„ Greboschowitz 739
„ Groß-Königsdorf 2a 400
„ Gungelshausen 284
„ Hausdorf 190
„ Heimertshausen 288
„ Höhenberg III 399
„ „ V 398
„ Kalinowitz 739
„ Köln 15 398
„ „ 16 399
„ Leimbach 285
„ Leschna 738
„ Lieblar I 401
„ Mosting 1—3 . . . . . 556, **560**
„ Müggenhausen 1 402
„ Neiße 191
„ Oppeln 738
„ Prieborn 188
„ Rheinbreitbach 254
„ Rodenkirchen I 399
„ Romrod 286
„ Stübendorf 190
„ Vornhagen 708
„ Wasenberg 285
„ Ziegenhals 198
„ Zyglin I 741
Braunkohle, Niederrheinische Bucht . 397
Breccien, Anhydrit 660, **32**
Bretonische Faltungsphase, Harz . . 167

Brockentuff 815
Bruchtektonik, Oberschlesisches Steinkohlenbecken 321
Bucht, Niederrheinische 324, 397, **405**, **20**
Bückeberg, Jura und Wealden . 612, **30**, **31**
„ , Portlandbildungen . . 702, **39**
Buntsandstein, Oberschlesien . . 731, **40**
Burdigal, Hessen 268

C

Camburg-Eisenberg-Geraer Störungszone 589, **590**, **29**
Cenoman, Oberes, Mühlheim 607
Cerithienpflaster 50, **8**
Concordiasattel **309**, 310
Cypridinenschiefer 161
Cyrenenpflaster 45, **8**

D

Darg 32, **2**, **4**
Decke, Stieger 138
„ , Unterharz 140
„ , Wiedaer 138
„ , Zorge-Rothesütter 138
Deckenfrage, Harz 125, **12**
„ erguß, Auerbergporphyr . . . 519
Decksand, Rhein 256, **19**
Deister, Jura und Wealden . . 612 **30**, **31**
„ Portlandbildungen . . . 702, **39**
Deisterschwelle 632
Devon, Mittel-, Ostracoden . . . 907, **46**
„ , Ober-, Harz 161, **165**
„ , „ -, Südharz 135, **136**
„ , „ -, Oberes, Harz 162
„ , „ -, Unteres, Dillenburg . . **48**
„ , Rheinisches 879
„ , Unter-, Bundenbach **49**, **50**, **51**, **53**
„ , „ , Fauna, Oberharz . . . 820
„ , „ , Siegerland **431**
„ , Unter- und Mittel-, Südharz 134, **136**
Diabas, Deck- 936, **48**
„ , Welleringhausen 229, **230**, **231**, **234**, **18**
„ , Wulst- 938, **48**
„ asche, Welleringhausen . . . **18**
„ bomben, „ 233
„ glas, „ **18**
„ mandelstein, „ **18**
„ stromoberfläche 936, **47**
„ tuffe, Welleringhausen 229
„ vulkanismus 936
Diluviale Entwicklung, Glatzer Neiße 758, **41**
„ , Post-, Entwicklung, nordfriesische Inseln . . . 2, 10
„ Profile, Groß-Berlin *22*
„ Terrasse, Älteste, Rhein 248, **19**
„ , Vor-, Tektonik, nordfriesische Inseln 2
Diluvium, Litorinagrenze des, Amrum 17
„ , Norddeutsches 828
Diluvium, Oberflächengestaltung nordfriesische Inseln 6
„ , Rand-, Oberschlesien . 188, **15**
„ , Rotes Kliff 3
Döbritschen – Rüdersdorfer Störungszone 592
Dolomit, Oberer Zechstein 674
Dünen, Rand-, Amrum 31, **3**
„ , Rheintal 258, **19**
„ , Vor-, Amrum 31
„ bildung, rezente, Amrum 31, 36, **6**
Durchbrüche, Basaltische, Bertenau . 782
Druckspalten, Eistektonik 831

E

Ebbeschichten 881
Ebsdorfer Schichten 294
Eem, nordfriesische Inseln 8
Effelsberger Schichten 433
Eibacher Lagerzug **346**
Eimbeckhäuser Plattenkalke 617, **618**, 705
Einbettung, Schlangensterne 955
Eisenzeche **345**
Eisgefügebild, Fossiles 829
„ , Symmetrie 838, **841**
Eistektonik 828
Eiszerfall, Letztes Stadium, Lebatal 369, **370**
Elemente, Seltene *31*
Emscher, Ober-, Hamm 339
Endmoräne, Baltische Haupt- 76
„ , Gießmannsdorfer . . 193, **16**
„ , Groß-Mahlendorf **43**
Eozän, Bertenau 781
„ , Minderberg 893
Epirogene Schwellen und Becken . . **639**
Erdbeben, Niederrheinisches 1932 . . *10*
Erdölgebiet, Hannoversches *28*
Ergüsse, Basaltische, Bertenau . . 782
Ergußstrukturen, Untermeerische . . 944
Eruptionsmechanismus, Laacher-See-Vulkane 874
Eruptionsmechanismus, Niederrhein. Bucht 333
Eruptive Einlagerung, Welleringhausen 229
Eruptivgesteinstypen *11*

F

Falte, Grube Friedrichszug 349
Falten, Stauch- **312**
„ gitter, Scheinbares 306
Faltung, Präkulmische 167
„ , Sudetische, Harz 171
„ , Varistische, Harz 166, **169**, **170**, 181
Faltungsdruck 317
„ phase, bretonische, Harz . . 167
„ „ , selkische, „ . . 167
„ verhältnisse, Oberschlesisches Steinkohlenbecken 304
Fanglomerate, Karbonkonglomerate . 543
Fasergipsbildung 686, **687**, **34**
Faulbacher Mulde 268

Fauna, Interglazial, Wiedenbrück . . 697
„ , Tertiär, Hessen 264
Faunenverteilung, Oberharzer Kulm 470
Faunistische Gliederung, Oberharzer Kulm 470, **471**
Fazies, Gigas-Schichten 612, **613**
„ verschiebungen, Unterkarbon . 228
Feinschichtung, Anhydrit . . . 658, **32**, **34**
Finnestörung 588, **29**
Fischfundpunkte, Unterdevon 887
Flaserschichtung Anhydrit 659
Flözentwicklung, Beuthener Mulde . 92
„ führendes, Westfalen *29*
„ leeres, Flora *24*
Flora, Tertiär, Hessen 266

G

Gebirgsbildung, asturische, Harz . . 181
„ , saalische, „ . . 185
Gedinne 882
Geest, Amrum 19
Gefügebildender Druck im Eis . . . 844
Gefügekunde, Eistektonik vom Standpunkte der 828
Gehängelehm 258
Gekrösegips 663, **664**, **33**
Geröllnester, Karbonkonglomerate . . **541**
Geschiebeführung, Lausitzer Grenzwall *5*
„ , Odergletscher . . 70, **9**
„ , Verhältniszahl . . . 71
Geschiebezählungen, Odergletscher . **73**
Gesteinssystematik *9*
Giengelsberger Schichten 821
Giesebitzer Randlage **379**
Gigaskalk **37**, **38**
Gigas-Schichten . . 703, 612, **618**, **616**, **30**
„ , Profile Wiehen- und Wesergebirge, Süntel, Deister, Teutoburger Wald, Hilsmulde, Osterwald **30**
Gilsbacher Regression **441**
Gips, Münder Mergel **707**, **37**
„ , Südharz . . 655, **32**, **33**, **34**, **35**, **36**
Glaziale, Spät-, Talausfüllung 382
Glaziales, Jung-, Tal, Entstehung . . 363
Gleinaer Störungslinie 592
Gleiwitzer Grube **105**, **106**
Gletscherschrammen, Taschenberg . . **44**
Glyphioceras-Stufe 211
Goniatiten, Oberharzer Kulm 450
„ zonen, Unterkarbon **238**
Grauer Salzton 674
Grauwacken, Kulm- *8*
„ , Oberharz 459
„ fazies 227
Grenzfläche Trachyttuff, Niederrhein. Bucht 327
Grenzlager 344
Grenzwall, Lausitzer *5*
Grube Friedrichszug **349**
„ Georg-Joseph **345**, **352**
„ Königin Luise 86
„ Königsberger Gemarkung . . **351**
Grube Königszug **347**
„ Stillingseisenzug **348**
Grundwasser, Schwefelwasserstoffhaltiges 717
Grundwasserbewegung **723**
„ zonen **723**

H

Hakenbildung, nordfriesische Inseln 31, **2**, **3**
Harz, Deckenfrage 125, **12**
„ , Mittel-, Tektonische Einheiten . 139
„ , Tektonik 125, 177, **178**, **182**
„ , Unter-, Decke 140
„ , Zechstein 666, 672
Hauptanhydrit 674
Hauptterrasse, Rhein 249, **19**
Hauterive, Unteres, Bielefeld **579**
Hebung, Ancylus-, nordfriesische Inseln 10
Heidsand 10, 25, **4**
Heimbachschichten 886
Hemipelagische Fazies, Siegerland . . 434
Herdorfer Zeit 440
Herzynische Störungen 181
Hilsmulde, Jura und Wealden 617, **639**, **30**, **31**
Hirschberger Mulde 268
Hochfläche, Thüringische *15*
Hochterrasse, Rhein 250, **19**
Horst, Wassenberger Spezial *27*
Hunsrückmeer 442
„ schieferfrage 887
Hydrobiensaum, Amrum 50, **5**, **6**

I

Ibbenbürener Schichten 547
Iberg, Tektonische Stellung 152
Inkohlung *19*
„ , ostsudetisches Steinkohlenbecken *14*
Inlandeis, Einwirkungen auf Untergrund 762
„ , Fossile Strukturelemente . . 836
Inselterrasse Rhein 254, **19**
Interglazial, Wiedenbrück 695
„ , „ , Fauna . . 697
„ II, nordfriesische Inseln 8
Interglazialer Torf, Neheim 358
Intergranularumwandlung, Anhydrit 679, **35**

J

Jura, Nordwestdeutschland . . 611, **30**, **31**
„ , Weißer, Nordwestdeutschland 702, **37**, **38**, **39**

K

Kahlebergfauna 822
Kahlebergsandstein 820
Kammquarzit 164
Kaolinische Sande, Lechtingen . . 574
Karbon, Niederschlesisches *25*
„ , Ober-, rheinisch-westfälisches *29*
„ , „ , Unterharz 516

Karbon, Unter-, Fossilliste 239
„ , „ , Harz 163
„ , „ , Rheinisches Schiefergebirge 208, 18
„ , „ , Südharz 137
„ konglomerate . . . 526, 24, 25, 26
„ oberfläche, Oberschlesisches Steinkohlengebirge . . . 99, 101
Kasseler Becken 273
„ Meeressand 272
Kellwasser-Kalk 161
Keupermergel, Osnabrück 553
„ , Umwandlung 568
Kieselschiefer, Oberharz 458
Kiespflaster 18, 43, 1, 2
Klei 32, 2
Kliff, Litorina-, Amrum 16, 1, 2, 3
„ , Morsum- 23, 2
„ , rezentes, Amrum 18, 43, 1
Klima, Oberkarbon 532
Kluftumwandlung, Anhydrit . . . 678, 35
Koblenzschichten, Ober- 882
„ , „ , Fauna . . . 825
Kohlen, Entstehung 19
Konglomerate, Osnabrücker Karbon . 532
Korrasion, rezente, an Windkantern 37, 4
Kreide, Krebsreste 577, 28
Kreuzschichtung, Karbonkonglomerate 540
Kristalltuff, Rhena 234, 18
Kulm-Grauwacken 8
„ , Oberharz, Gesamtfossilliste . . 481
„ , „ , Gliederung 450, 453, 454, 455, 471
„ , Südharz 137
Küsten-Urstromtal 381
„ versetzung 31
Kyffhäuser-Schwelle 669
„ , Tektonik 177, 178, 182

L

Laacher-See-Basalte 791, 793, 796
Labilkomponenten, Grauwacken . . . 8
Längswechsel 353
Landschnecke, Ei 901
Lausitzer Grenzwall 5
Lauterberger Stollen 146
„Lava", Bertenau 787
Lava, Strick- 937, 47
„ , Wulst- 938, 48
„ gang 45
„ klotz 45
„ strom, Andernach 805, 806, 807, 808, 809, 810, 811
„ ströme, Laacher-See-Gebiet 851, 853, 863, 869, 870
Leba-Urstromtal 363, 364, 368
Lengefeld — Epper Mulde 209
Litoralablagerungen, Karbonkonglomerate 542
Litorinagrenze, Amrum 17
„ „ , Föhr und Sylt 22
„ kliff, Amrum . . . 14, 20, 1, 2, 3
Litorinasandschaare, Amrum 24
„ saum, Amrum 50
„ senkung, nordfriesische Inseln 12
„ -Strandpflaster 16, 1
„ -Transgression 385, 386
Löß 257, 19
„ , Neheim 358
Ludlow, Mittelharz 133
Lumachellfazies 627
Lydite, Rhein. Schiefergebirge 212

M

Maar, Amrum 27, 2, 4, 6
Magnetische Messungen, Hannover . . 28
Magnetisches Profil, Andernacher Lavastrom 805, 806, 807, 808, 809, 810, 811
Magnetisches Profil, Lavaströme Laacher-See-Gebiet . 863, 865, 869, 870
Mainzer Becken 261
Malm, Oberer, Bückeberg, Deister, Teutoburger Wald, Süntel, Osterwald 31
Marienglasbildung 685, 34
Marsch, Amrum 19
Marschen, Entstehung 57
Melaphyrschlot, Unterharz 516, 521, 522, 523
Menschlicher Schädel, Lippetal . . . 7
Mergelfazies, Serpulit 628
Mineralquellen, kohlensäurehaltige, Glatz 30
Miozän, Marines Mittel-, Osnabrück 553, 27
„ , Marines Mittel-, Osnabrück, Fauna 562
„ , Minderberg 894
Mittelharz, Tektonische Einheiten . . 139
Mittelterrasse, Rhein 251, 19
Mollusken des Watt, nordfriesische Inseln 43
Moore, Strand-, Schönberger . . . 408, 409
Muffendorfer Terrasse 249, 19
Mulde, Beuthener Steinkohlen- 85, 87, 89, 91
„ „ Trias- . . 102, 101, 10
„ , Breitehecke—Blenkertshecke . 348
„ , Faulbacher 268
„ , Hils- 617, 30, 31
„ , Hirschberger 268
„ , Lengefeld—Epper 209
„ , Orogene 639
„ , Rudaer 306
„ , Sieber 147, 161
„ , Söse 161
„ , Sötenicher 403
„ , Waldecker Haupt- 209
Mulden- und Sattelschlüsse, bruchlose 345
„ „ „ , gebrochene 347
Muldengruppenflöze, Beuthen 85, 87, 89, 91
Münder Mergel 619, 620, 706, 707, 30, 31
„ „ , Schwefelquellen . . . 725
Muschelpflaster, subfossile und rezente, Amrum 41, 6
Muschelkalk, Mittlerer, Rüdersdorf . . 7

Muschelkalk, Unterer, Roitza 954
Myophorienpflaster 49, 8
Mytiluspflaster 48, **5**, **6**
„ rasen 44, **5**

N

Nebengesteine des Flözführenden . . . *29*
Neocom, Deutsch-Ostafrika . . . 112, **11**
Neolithische Beilschneide, Amrum . 40, **4**
Neuendorfer Spalte **376**
Niederhessische Senke 275
Niederrheinische Bucht . 324, 397, **405**, **20**
Niederterrasse, Rhein 252, **19**

O

Oberfläche, Prätrachytische, Niederrheinische Bucht 324
Oberschlesien, Geologische Geschichte 95
„ , Randdiluvium . . 188, **15**
„ , vordiluvialer Untergrund 188
Oberterrasse, Rhein 248, **19**
Odergletscher 838, **840**, **841**
„ , Geschiebeführung . 70, **9**
Oligozän, Mittel-, Meeressand 261
„ , Ober-, Bertenau 782
„ „ , Minderberg 893
Orogene Sättel und Mulden **639**
Oser 831
„ , Lübeck 443, **445**, **447**, **21**
Oberschlesisches Steinkohlengebirge, Entwässerung im Tertiär 107
Oberschlesisches Steinkohlengebirge, Relief 95, **10**
Oberschlesisches Steinkohlenbecken, Tektonik 304, **315**
Osnabrücker Bergland **27**
„ Stufe **529**
Osning-Konglomeratfazies 626
Ostbergschichten 163
Odenwald, Jura und Wealden 612, **30**, **31**
Osterwald-Konglomeratfazies 623
Ostracoden, paläozoische 907, **46**
Ostrauer Schichten 85
Ostsudetisches Steinkohlenbecken . . *14*
Ozokerit **37**

P

Paläogeographie, Jura und Wealden 611, **30**, **31**
„ , Oberschlesisches Steinkohlengebirge 95, **10**
Paläogeographie und Bitumen 711
Paludinensystematik 766
Panzerfische, Unterdevon 886
Pericyclus-Stufe 211
Pfeilspitzen, Amrum 39, **4**
Pflaster aus Gervillien 49, **8**
„ „ Limen 49, **8**
„ , Cerithien- 50, **8**
„ , Cyrenen- 50, **8**
Pflaster, Erhaltung 56
„ , Kies- 18, 43, **1**
„ , Muschel-, Amrum 41, **6**
„ , Myophorien- 49, **8**
„ , Mytilus- 48, **5**, **6**
„ , Strand-, litorines 16, **1**
„ , Streu- 41
„ , subfossiles, Amrum . . . 53, **7**
„ , Voll- 43
„ , Wachstum 51, **52**, **54**
„ horizonte 51, **52**, **54**, **7**
„ raum 47
„ zonen 47
Piesbergschichten 547
Placodermen – Knochenplatte . . 245, **18**
Plattenschieferhorizont 163
Pollenanalysen, Schönberger Strandmoore . **412**, **414**, **415**, **417**
„ , Stapeler Moor **423**
Portlandbildungen, Wesergebirge, Bückeberg, Deister **39**
Posidonienschiefer, Oberharz 458
Prähistorische Funde und postdiluviale Entwicklung der nordfriesischen Inseln 39, **4**
Präkulmische (selkische) Faltung . . 167
Prätrachytische Oberfläche, Niederrheinische Bucht 324
„Priel", Groß-Bennstedt 49, **8**
„ , Helmstedt 46, **8**
Priele, nordfriesische Inseln 45
Protocanites-Stufe 211
Pseudobruchtektonik, Oberschlesisch. Steinkohlenbecken 321
Pseudoflaserung, Gips 682
Pseudoschichtung, Gips 682, **33**
Purbeck **629**
„ -Profile Osterwald, Süntel, Hilsmulde **30**

Q

Quallen 947, **52**
„ , Entstehung von Abdrücken . 958
Quartär, Rheintal 247, **19**
Quartäre vulkanische Ausbrüche, Eifel 813
Quellen, Schwefel- 717, **39**
Quellung, Gips 683

R

Rammelsberger Schichten 820
Randdiluvium, Oberschlesien . . 188, **15**
Randdüne, Amrum 31, **3**
Randlage, Odergletscher 70, **9**
Randmulde, Beuthener 85
Rauhflasermeer 438
Regressionen, Siegener Meeresbucht . **437**
Remscheider Schichten 819
Rhein. Schiefergebirge, Unterkarbon . 208
Rheintal, Quartär 247, **19**
Rillenbildung, Karbonkonglomerate **539**, **24**, **25**, **26**

Rinnen, Diluviale 831
„ , Tal-, Oberschlesisches Steinkohlengebirge 103
Rinnenboden, Diluvialer 832
Röt, Oberschlesien 747
Rötdolomit, Oberschlesien 748
„ „ , Fauna . . 750
Rötkalk, Oberschlesien 753
„ „ , Fauna 753
Rodderbergtuff 259
Rosenthaler Staffel, Geschiebeführung 72
Rotfärbung, Sandsteine 531
Rudaer Mulde 306
„ Schichten 85
Rudisten 947, **52**
„ , Innere Organisation 960
Rücklaufdelta, Leba **392**
Rundhöcker, Neißetal 197, **17**

S

Saaleeiszeit, Neißevorland 762
Saalische Gebirgsbildung, Harz . . . 185
Säuerlinge, Glatz *30*
Salinare Fazies 628
Salzton, Grauer 674
Salzwiesen, Schönberger 408, **409**
Sand. Vulkanischer, Eifel 813
Sandahl, Amrum 27, **2**, **6**
Sande, Kaolinische, Lechtingen . . . 574
Sandgestöber 37
Sandstaav 37
Sandsteine, Osnabrücker, Karbon . . 529
„ „ Karbon, Rotfärbung 531
Sattel, Concordia- **309**, 310
„ , Grube Königsberger Gemarkung 351
„ , Königszug—Stillingseisenzug . 347
„ , Orogener **639**
„ und Muldenschlüsse, bruchlose 345
„ „ „ , gebrochene 347
„ , Velberter 406
„ flöze, Beuthener Mulde . . . 85, **89**
„ zug, Herzberger **149**
Saxonische Faltung 639
„ Tektonik, Harz **182**
Schaare, Litorinasand-, Amrum . . . 24
Schaber, Amrum 39, **4**
Schalker Schichten 820
Scheibensprünge 37, **4**
Scherflächen, Eistektonik 829
Schichtenverschiebungen, Jüngere, Niederrheinische Bucht 335
Schlangen-Seesterne . 947, **49**, **50**, **51**, **53**
„ „ , Bewegungsmöglichkeit . . . 951
„ „ , Einbettung . . . 955
Schleidener Schichten 886
Schlickbildung 57
Schlot, Melaphir-, Unterharz 516, **521**, **522**, **523**
Schwefel, Gediegen **37**
„ quellen, Münder Mergel . . . 725
„ „ , Serpulit 717, **723**
Schwelle, Kyffhäuser 669
Schwellen, Epirogene **639**
Sedimentation, Postglaziale 394
Sedimente, Binnensee *26*
Selkische Faltung, Harz 167
Seltene Elemente *31*
Senkung, Litorina-, „ „ 12
„ , Yoldia-, nordfriesische Inseln 10
Senon, Wassenberg *21*
„ , Westafrika **583**, **28**
„ , Unter-, Hamm 339
Serpelkalkfazies 626
Serpulit 621, **622**, 707, **30**, **31**, **38**
„ , Bituminöser **37**
„ -Profile Teutoburger Wald, Bückeberg, Süntel, Deister, Hilsmulde, Osterwald . . . **30**
„ , Schwefelquellen 717
Siebengebirge, Quartär 247, **19**
Sieber Mulde 147, 161
Siegburg-Wildberger Beckenfazies . . 429
Siegener Meer, Strandverschiebungen 430, **439**, **441**
„ Schichten **434**, 882
„ „ , Bertenau 780
Siegenzeit 438
Silur, Südwestharz 126
Sinusbogen **1**, 21, **6**
Sösemulde 161
Sötenicher Mulde 403
Sohlenstein, Beuthener Mulde . . . **101**
Spaltenbild, Rinnen und Oser . . . 835
„ netz, Diluviales 837
Spateisenstein-Bezirk, Siegerland . . **431**
Sprünge, Oberschlesisches Steinkohlengebirge 319
Staffel, Rosenthaler 72
„ , Velgaster 72
„ bruch, Sudetenrand 195, **16**
Stauchfaltenbildung **312**
Stauchmoränen 830
Stausee, Groß-Podel 373
Steigertaler Becken 668
Steinkohlenbecken, Oberschlesisches, Tektonik 304, **315**
„ becken, Ostsudetisches . . *14*
„ gebirge, Oberschlesisches, Relief 95, **10**
„ mulde, Beuthener 85, **87**, **89**, **91**, 307, **309**
Stillstandslagen, O-Hinterpommern . . **366**
Strandmoore, Schönberger 408, **409**
Strandverschiebungen, Siegener Meer 430, **439**, **441**
Streupflaster 41, **5**
Stricklava 937, **47**
Strudellöcher, Karbonkonglomerate . . **541**
Subantlantisches Klima, Amrum . . . 30
Sudetenrandbruch 195, **16**
Sudetische Faltung, Harz 171
Süntel, Jura und Wealden . . 612, **30**, **31**

T

Talausfüllung, Spätglaziale 382
Talrinnen, Oberschlesisches Steinkohlengebirge 103
Tanner Abscherungskomplex 141, **142**, **143**, **145**
„ Hauptzug 140
Tektogenese, tertiäre, Osnabrück . . 570
Tektonik, Bruch- 321
„ , Lahn-Dill-Gebiet 339
„ , Oberharzer Kulm 452
„ , Saxonische, Harz **182**
„ , vordiluviale, nordfriesische Inseln 2
Terrassen, Rhein 248, **19**
Terrassenverbiegung 373
Tertiär, Alt-, Niederrheinische Bucht 333
„ , Ältestes, Wassenberg *27*
„ , Grube Stösschen 891, **892**
„ , Hessen 264
„ , Jung-, Niederrheinische Bucht 333
„ , Neißetal 192
„ , nordfriesische Inseln . . . 2
Teutoburger Wald, Jura und Wealden 612, **30**, **31**
Thüringer Becken 588, **29**
Thüringische Hochfläche *15*
Tone, nichtstandfeste *23*
Tonerde, Einfluß auf Pflanzenwachstum *4*
Torf, Interglazial, Neheim 358
Torfindustrie *12*
Torton, Hessen 275
Trachyttuff 324, **20**
Transgression, abradierende und akkumulierende 61
„ , Litorina- 385, **386**
„ , Siegener Meeresbucht **437**
„ , Unterdevon 885
Trias, Niederrheinische Bucht 403
„ , Oberschlesien 731, **40**
„ bedeckung, Oberschlesisches Steinkohlengebirge 100, **101**
Trilobiten-Reste, Oberharzer Kulm . . 508
Tuff, Basalt-, Minderberg 899
„ , Brocken- 815
„ , Diabas- 229
„ , Kristall- **18**
„ , Rodderberg- 259
„ , Trachyt- 324, **20**
„ bank im Diabasstrom 937, **47**
„ durchbruch, Maifeld 813
„ krater 334
„ schlot, Eifel 816
Tuul, nordfriesische Inseln 8

U

Uferrand, Rhein **19**
Unterharz, Decke 140
Urbettung, Glatzer Neiße 758, **41**
Urnenscherben, Amrum 39, **4**
Urstromtal, Küsten- **381**
„ , Leba- 363, **364**, **368**

V

Vallendarer Schichten, Bertenau . . . 782
„ „ , Minderberg . 893
Varistische Faltung, Harz 166, 181, **169**, **170**
Varster Schichten 883
Velberter Sattel 406
Velgaster Staffel, Geschiebeführung . 72
Vereisung, dritte, nordfriesische Inseln 10
Vergipsung des Anhydrits 675
Verseschichten, Fauna 882
Vollpflaster 43
Vordüne, Amrum 31
Vorstoßphasen, Odergletscher 79
Vulkan, Bertenauer 777, **779**, **781**
Vulkane, Basalt, Laacher See . . 851, **853**
Vulkanischer Sand, Eifel 813

W

Wahnbachschichten 432, 880
Waldecker Hauptmulde 209
Wallerhauser Schichten 435
Wallrücken, Lübeck . . 443, **445**, **447**, **21**
Wassenberger Spezialhorst *27*
Watt, Amrum 44, **5**
„ , Mollusken des, nordfriesische Inseln 43
Wealden, Nordwestdeutschland 611, **30**, **31**
Wesergebirge, Jura und Wealden 612, **30**
„ , Portlandbildungen 702, **39**
Westerwald-Basalte **793**, **796**
„ , Unterdevon 429
Wiedaer Kalklinse, Fauna 126
Wieder Schiefer 881
Wiehen-Gebirge, Jura und Wealden 612, **30**
Windkanterpflaster, Korrosion des . 37, **4**
Wulstdiabas 938, **48**
„ lava 938, **48**

Y

Yoldiasenkung, nordfriesische Inseln 10

Z

Zechstein, Oberer, Südharz 672
„ , Unterer und Mittlerer, Südharz 666

3. Fossil-Register

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen, neu beschriebene Gattungen, Arten usw. und die Tafelnummern sind **fett,** die Seitenzahlen der Sitzungsberichte *kursiv* gedruckt.

A

Acrura coronaiformis **953**
Ancylus (Acroloxus) deperditolacustris 901
Aphlebia aff. ostraviensis 509
Archaeopteridium (Sphenopteridium) cf. Aschermaki 509, **23**
Asteria gibbosa **951**
Aurelia aurita **52**

B

Beyrichia n. sp. 508
Bornhardticeras discoidale 112, 115, 116, 117, **11**
Briartina n. subgen. **924**

C

Cheiropteraster giganteus **51**
Coretus cornu cornu 901
Cyphonotus 585
„ incertus 584, **28**

D

Daraelites **culimensis** n. sp. . . . **506, 23**
Dimorphoceras discrepans 506, **23**
Drepanocrinus 599
„ sessilis . . . **600, 604, 609**

E

Enoplocytia **seitzi** n. sp. **578**

F

Furcaster palaeozoicus **50, 51, 53**

G

Galba (Galba) armaniacensis armaniacensis 901
Geocoma carinata **50**
Glyphioceras crenistria . . . 238, 486, **22**
„ „ cf. var. globoides 241
„ crenistriatum 243
„ granosum poststriatum 244, 498, **23**
„ „ schaelkense 244
„ „ spirale 496, **23**
„ **intermedium** n. sp. 487, 241, **22**
Glyphioceras spirale 243, **18**
„ spirifer 241
„ striatum crenistriatum 494, **22**
„ „ elegans . 242, 491
„ „ falcatum . 242, 490
„ „ ? ovale . . . 490
„ „ spirifer . . 489, **22**
„ „ striatum 241, 488, **22**
„ „ umbilicus . 492, **22**
„ „ waddingtoni 492, **22**
„ „ **waldeckense** n. sp. **242**, 493, **18, 22**
„ subcircularis caneyanum 244
„ „ newsomi 244, 500, **22**
„ „ subcircularis 243, 500, **18, 22**
„ waddingtoni 243
Gonioteuthis granulata-quadrata . . 342
„ westfalica-granulata . . 340

H

Herrmannella 911
Hippurites (Vaccinites) galloprovincialis **52**

J

Jaekelaster petaliformis **51**

L

Leperditia (Briartina) **hassiaca** n. sp. **926, 927, 46**
„ „ **librata** n. sp. **929, 46**
„ „ obtusa 927, **928, 46**
„ „ quenstedti 924, **925, 46**
„ (Herrmannella) **calceolae** n. sp. **911, 912, 46**
„ „ consobrina 915, **916, 46**
„ „ **curva** n. sp. **923, 46**
„ „ **fastigata** n. sp. **921, 922, 46**
„ „ **lotzi** n sp. **917, 46**
„ „ **perobliqua** n. sp. **920 921, 46**
„ „ **strigosa** n. sp. **912, 913, 46**

Leperditia (Herrmannella) **subobliqua** n. sp. **914, 46**
„ „ waldschmidti 918, **919, 46**
„ (Leperditia) britannica . . **909**
Leperditiidae 907, **46**
Linuparus **africanus** n. sp. . **582, 583, 28**
„ duelmenensis 580, **28**
„ „ var. **carinata** n. var. **581, 28**

M

Meyeria **gracilis** n. sp. **579, 28**
„ rapax 580
Muensteroceras truncatum 502

N

Nomismoceras germanicum 503
„ grimmeri . . 245, 502, **18**
Nothosaurus raabi *7*
„ sp. *7*

O

Ophioderma longicauda **949, 950**
„ squamosa . . **952, 49, 50, 51**
Ophiolepis (Ophiura) fürstenbergii **957, 50**
Ophiotrix fragilis **50**
Ophiura sarsi **49**
„ libanotica **50**
Oppelia (Aconeceras) nisoides . . . **119**

P

Paludina diluviana 766
„ fasciata 766
Placenticeras discoidale 112, **11**
Prolecanites serpentinus 501
„ ? quinquelobus 501
Pronorites cyclolobus 502

R

Roemeraster asperula . . . 947, **49, 53**

S

Sagittoceras brüningianum 503
„ cf. „ . . . 504, **23**
„ coronula 505, **23**
„ **costulatum** n. sp. . . **504, 23**
„ ? discus 503
„ melerianum 505

U

Urasterella (Aspidosoma) roemeri . . **50**
„ (Roemeraster) asperula **49, 53**

V

Viviparus pyramidalis 771

X

Xenura koboldi n. gen. n. sp. . . **507, 23**

Tätigkeitsbericht der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1932

A. Geologische Aufnahmen und daran anschließend wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Gebirgsland: Abteilungsdirektor und Prof. Dr. Fliegel
Flachland: Abteilungsdirektor und Prof. Dr. Wolff

1. Rheinprovinz

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Im Bergischen Lande beendete Bezirksgeol. Dr. Schriel die geologische Aufnahme des Blattes Overath (66, 6) und setzte diejenige des Blattes Wahlscheid (66, 12) fort.

Im Siebengebirge nahm Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg Schlußbegehungen auf Blatt Königswinter (66, 21) vor, während Bezirksgeol. Dr. Burre in dem mehr östlichen Gebiet die Aufnahme des Blattes Altenkirchen (67, 20) weiterführte.

In der Eifel begann Landesgeol. u. Prof. Dr. Schmidt die Aufnahme der Sötenicher Kalkmulde auf den Blättern Mechernich (66, 26) und Münstereifel (66, 27).

Im Mittelrheingebiet stellte Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Quiring Blatt Boppard (67, 44) fertig und begann mit der Kartierung des Blattes Münstermaifeld (67, 43). Landesgeol. u. Prof. Dr. Fuchs schloß Blatt Kestert (67, 50) bis auf eine Schlußbegehung ab und nahm die Blätter Castellaun (67, 55) und Kisselbach (67, 56) in Angriff.

Blatt Bocholt (52, 8) siehe Provinz Westfalen.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Bergrat Isert bearbeitete den westlichen Teil der geologischen Übersichtskarte Wesel 1 : 200 000 zwischen Issum und Anholt.

Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün setzte die Übersichtsaufnahmen auf Blatt Cochem 1 : 200 000 in der südlichsten Eifel fort.

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Landesgeol. u. Prof. Dr. Wunstorf beging mit den Herren Dr. Henke und Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün das Unterdevon der Blätter Nideggen (66, 19) und

Schleiden (66, 25) zwecks Herbeiführung einer Übereinstimmung in der Gliederung.

Zu Vergleichsstudien in den Siegener Schichten wurden Begehungen an der Ahr, Sieg und Agger von Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Fliegel, Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Quiring, Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Kegel und den Bezirksgeol. Dr. Burre, Dr. Schriel, Dr. Dahlgrün und Dr. Michels ausgeführt, ebenso von Bezirksgeol. Dr. Schriel während zwei Wochen vergleichende Begehungen zur Klärung der Stratigraphie im Ebbe-Gebirge und am Nordrand des Siegerlandes.

Bezirksgeol. Dr. Ahrens untersuchte neue Aufschlüsse im Laacher See-Gebiet.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Dienst machte während 14 Tagen Aufsammlungen im Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges und besuchte im Interesse unserer Sammlungen die geolog. Museen in Frankfurt a. M. und Darmstadt.

Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Bezirksgeol. Dr. Burre beriet die landwirtschaftliche Beratungsstelle Asbach (Kr. Neuwied) bei der Auswahl von Siedlungsgelände im Bereich des Blattes Königswinter (66, 24).

Geophysikalische Untersuchungen

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Reich setzte die erdmagnetische Aufnahme in der Eifel im Gebiet von Daun und Kelberg fort. Ferner suchte er zur Verfolgung der säkularen Änderung des Magnetfeldes fünf Punkte I. Ordnung auf und schloß sie an die Zentralstation Niemegk (Ad. Schmidt-Observatorium) an.

Bezirksgeol. Dr. Ebert führte geoelektrische Tiefenbestimmungen im Gebiet der niederrheinischen Braunkohle aus.

Bezirksgeol. Dr. Ahrens nahm eine erdmagnetische Untersuchung der Basaltlagerstätte vom Jungfernhof bei Neustadt/Wied vor.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung Gemeinde Hösel (Ratingen-Land),

Wasserversorgung der Landgemeinden Kirchsahr, Binzenbach, Winnen, Hürnig, Kirchdaun, Gimmingen, Schalkenbach, Ober-, Mittel- und Unter-Vinxt, Beilstein, Nieder- und Oberheckenbach, Watzel, Kassel (Kreis Ahrweiler),

Wasserversorgung Niederzissen, Oberzissen, Waldorf.

Gutachten betr. die Verleihung eines Wasserrechtes bei Bergisch-Gladbach.

Wasserentziehung in der Gemeinde Merken durch Tagebau Alfred.

Gutachten gemeinsam mit der Landesanstalt für Gewässerkunde auf Antrag des Bezirksausschusses Köln betr. Verleihung eines Wasserrechtes an das Stickstoffwerk Knappsack in der Gemarkung Lechenich.

Talsperren und Stauanlagen

Verschiedene Gutachten über den Baldeney-Stausee bei Essen.

Untersuchung der Ursache eines Staudammbruches bei der Grube Weiß nahe Bensberg.

Heilquellen und Schutzbezirke

Materialsammlung bei den neu erbohrten Sprudeln in Hönningen, Niederbreisig und Kripp.

Schutzbezirk Messequelle und Engelbertus-Brunnen in Köln.

Andere geologisch-technische Beratungen

Beratung des Kreisbauamts St. Goar über zum Straßenbau geeignete Gesteine im Bereich der Blätter Boppard, Dommershausen, Kestert und Kisselbach.

Bergrutsch Cochem.

Bergrutsch am Wolfer Kloster bei Traben-Trarbach.

Untersuchung über die Ursache der Verhärtung der Mechernicher Grubenwässer.

Erdrutschungen im Steinbruch Kreuznaaf bei Wahlscheid.

Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Verfolgung der Bohraufschlüsse im Steinkohlengebirge links des Rheines.

Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Bahnhofsneubau Oberhausen.

Rutschungen im Eisenbahneinschnitt Unzenberg (Hunsrück).

Unterrichtskurse und Vorträge

Vortrag im Landesplanungsverband Düsseldorf über die Kartierungsarbeiten der Geologischen Landesanstalt im Dienste von Landwirtschaft und Landesplanung.

Vortrag vor dem Naturhistorischen Verein der Preuß. Rheinlande über „Erdmagnetische Untersuchungsmethoden".

2. Hohenzollernsche Lande

---

3. Provinz Westfalen, Länder Lippe und Schaumburg-Lippe

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

An der Grenze gegen die nördliche Rheinprovinz begann Bergrat Isert mit der geologisch-agronomischen Aufnahme von Blatt Bocholt (52, 8).

Im westfälischen Steinkohlenbecken beendete Geol. Dr. Udluft das Blatt Waltrop (53, 19) bis auf eine Schlußbegehung; an der Bearbeitung war Landesgeol. u. Prof. Dr. Bärtling beteiligt. Letzterer arbeitete außerdem an den Flözkarten zu den Blättern Dorsten, Marl und Recklinghausen.

Am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges setzte Geol. Dr. Kühne die Aufnahme von Blatt Neheim (53, 34) fort, während Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Paeckelmann auf dem südlich anschließenden Blatt Balve (53, 40) kartierte.

Im Wiehengebirge fuhr Bezirksgeol. Dr. Dienemann mit der geologischen Aufnahme des Blattes Quernheim (40, 44) fort.

Blatt Marsberg (54, 34) siehe Provinz Hessen-Nassau.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Für die geologische Übersichtskarte Münster 1 : 200 000 führte Geol. Dr. Udluft während vier Wochen Begehungen zwischen Beckum, Warendorf und Gütersloh aus, Geol. Dr. Beyenburg in der weiteren Umgebung von Münster.

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Haack setzte östlich der Ems die Aufnahme des Blattes Osnabrück 1 : 200 000 fort.

Bezirksgeol. Dr. Dienemann bearbeitete für die Übersichtskarte Blatt Minden 1 : 200 000 während sieben Wochen das Gebiet westlich der Weser unterhalb von Minden.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Bärtling brachte gemeinsam mit Geol. Dr. Beyenburg die Blätter Essen und Recklinghausen der Tiefbohrkarte des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens 1 : 100 000 zum Abschluß.

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Bergrat Dr. Stahl widmete sich unter Führung von Landesgeol. u. Prof. Dr. Bärtling während einer Woche informatorischen Studien über das Sprungsystem des westfälischen Steinkohlengebirges.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Mestwerdt nahm geologische Untersuchungen an den kunstgeschichtlichen Denkmälern der Externsteine im Teutoburger Wald vor.

Geol. Prof. Dr. Schindewolf setzte seine biostratigraphischen Untersuchungen und Fossilaufsammlungen im Oberdevon und Unterkarbon bei Balve fort.

Dipl.-Berging. Dr. Bode unternahm eine 14tägige Begehung im Flözleeren zwecks Aufsammlung von Pflanzenfossilien zur Klärung stratigraphischer Fragen.

Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Zur Fortsetzung der bodenkundlichen Untersuchungen verwandte Geol. Dr. Udluft zwei Tage auf die Entnahme von Bodenproben in einem Diabasgebiet des östlichen Sauerlandes.

Dipl.-Landwirt Dr. Ihnen führte die bodenkundlich-landwirtschaftliche und forstliche Überarbeitung der Blätter Minden (40, $_{46}$), Bückeburg (40, $_{47}$), Kathrinhagen (40, $_{48}$) und Stadthagen (40, $_{42}$) aus.

Begutachtungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Im Grubenbezirk von Ramsbeck führte Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Behrend die Untersuchung der Erze und des Nebengesteins auf der Grube Dörnberg-Aurora durch. Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Paeckelmann begann zugleich mit einer Spezialkartierung des Ramsbecker Erzgebietes im Maßstab 1 : 10 000 und führte mehrwöchige Begehungen im östlichen Sauerlande wegen der Klärung der tektonischen Stellung des Ramsbecker Gebietes aus.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung Westheim.

Wasserversorgung Gemeinden Essentho und Meerhof.

Auf Antrag des Bezirksausschusses Münster Gutachten betr. Verleihung eines Wasserrechtes bei Holsterhausen an das Rhein.-Westfälische Wasserwerk Mülheim/Ruhr.

Wasserversorgung der Gemeinden Rothenuffeln und Wützen.

Talsperren und Stauanlagen, Kanalbauten

Flußkläranlage Ölbachteiche bei Herbede.

Gutachten über die Anlage eines Staudammes im Helsengrund der Bückeberge.

Heilquellen und Schutzbezirke

Schutzbezirk Bad Hermannsborn.

Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Verfolgung der Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüsse im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk.

Untersuchungen über den Einfluß von Gebirgsbau und Abbaudruck auf die Beschaffenheit der Kohle für das Grubensicherheitsamt.

Verfolgung neuer Kreideaufschlüsse bei Vorhehn.

Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Zweite Fahrt für den Dortmund-Ems-Kanal.

Eisenbahneinschnitt bei Bottrop-Nord.

Unterrichtskurse und Vorträge

Lehrausflug des Deutschen Markscheidervereins im Ruhrgebiet.

Führung von Lehrern aus Stadt und Kreis Minden im Wiehengebirge.

Kohlenpetrographische Vorträge in Bochum bei der Forschungsstelle für angewandte Kohlenpetrographie.

4. Provinz Hessen-Nassau

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Im Westerwald beendete Bezirksgeol. Dr. Ahrens die Neuaufnahme der Blätter Westerburg (67, 28) und Mengerskirchen (67, 29) bis auf die Spezialgliederung der Basalte.

An der unteren Lahn führte Bezirksgeol. Dr. Michels die Neubearbeitung der Blätter Limburg (67, 41) und Kettenbach (67, 47) fort, ebenso Bezirksgeol. Dr. Ebert die des Blattes Idstein (67, 48).

Im Dillgebiet arbeitete Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Kegel an der Neuaufnahme des Blattes Dillenburg (67, 18) weiter.

Am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges nahm Freiw. Mitarbeiter Prof. Dr. Blanckenhorn die geologische Aufnahme von Blatt Gilserberg (68, 5) im Trias- und Zechsteingebiet für die Neuauflage in Angriff. Landesgeol. u. Prof. Dr. Grupe beendete die Aufnahme des Blattes Marsberg (54, 34) und begann die Zechsteinkartierung des Blattes Frankenberg (54, 57).

Im Kellerwalde fuhr Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün mit der Bearbeitung des älteren Paläozoikums der Blätter Armsfeld (54, 59) und Gilserberg (68, 5) für die zweite Auflage fort.

Blatt Kestert (67, 50) siehe Rheinprovinz.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Für die Fertigstellung von Blatt Frankfurt a. M. 1 : 200 000 machten Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Fliegel und Bezirksgeol. Dr. Michels mehrere Begehungen.

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Paeckelmann stellte eine Spezialkarte 1 : 5000 und 1 : 2500 des Eisenberges bei Corbach her.

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Kegel beging neue Aufschlüsse auf Blatt Ballersbach (68, 19).

Landesgeol. u. Prof. Dr. Grupe unternahm vergleichende Zechsteinstudien in der Gegend von Corbach und Wildungen.

Am Südrand des Taunus verfolgte Bezirksgeol. Dr. Michels wie bisher die Neuaufschlüsse besonders auch in den Wasserstollen.

Geol. Dr. Geller untersuchte Basaltdurchbrüche im Braunkohlengebiet von Frielendorf und im Werrakaligebiet bei Dorndorf; die betreffenden Gruben wurden befahren.

Bezirksgeol. Dr. Ahrens untersuchte während fünf Tagen zu Vergleichszwecken Basalte des Vogelsberges, desgleichen den Schalstein des Dillgebietes.

Geol. Prof. Dr. Potonié führte zu mikrobotanisch-stratigraphischen Untersuchungen Aufsammlungen in der pliozänen Braunkohle bei Hanau durch.

Ferner prüfte er die Wirkung des Basalts auf die Braunkohle in den Habichtswalder Braunkohlenwerken (Gewerkschaft Herkules), im Roten Stollen bei Kassel sowie in der Grube der Gewerkschaft Frielendorf bei Kassel.

Geophysikalische Untersuchungen

Bezirksgeol. Dr. Ahrens führte erdmagnetische Untersuchungen im Basaltgebiet des Westerwaldes aus.

Begutachtungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Paeckelmann untersuchte im Auftrage der Preuß. Bergwerks- und Hütten A.G. fortlaufend die Aufschlüsse im Versuchsbergbau auf Gold bei Corbach und erstattete mehrere schriftliche Gutachten.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung Bad Wildungen.

Begutachtung der etwaigen Gefährdung des Cronberger Wasserstollens.

Heilquellen und Schutzbezirke

Gutachten über den Sprudel von Bad Soden a. Taunus.

Beteiligung an den Arbeiten der Quellenschutzkommission von Bad Ems.

Quellenschutzfragen von Bad Wildungen.

Quellenschutzfragen von Bad Pyrmont.

Andere geologisch-technische Beratungen

Gutachten für das Oberbergamt Clausthal betr. Sicherung des Herkulesbaues bei Kassel.

Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Aufschlüsse im Goldbergwerk bei Corbach.

Neuaufschlüsse im Eisensteinbergbau der Lahn und Dill.

Verfolgung von Bohraufschlüssen auf dem linken Mainufer zwischen Frankfurt-Niederrad und Frankfurt—Schwanheim.

Befahrung des tiefen Wasserstollens der Braunkohlengrube Alexandria bei Marienberg.

Befahrung der Grube Gilsahaag bei Heckholzhausen.

Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Begehung der Neuen Straße von Rathlar nach Ottlar (Blatt Brilon und Adorf).

Verfolgung von Eisenbahnaufschlüssen bei Weilar und Lengsfeld.

5. Provinz Hannover, Länder Braunschweig, Oldenburg und Bremen

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

In Ostfriesland nahm Freiw. Mitarbeiter Konrektor i. R. Wildvang den preuß. Anteil des Blattes Neustadt-Gödens (22, 34) auf.

Im Unterwesergebiet setzte Freiw. Mitarbeiter Prof. Dr. Schucht die Aufnahme des Blattes Neuenwalde (23, 21) fort.

Im äußersten Westen der Provinz schloß Geol. Dr. Beyenburg Blatt Schüttorf (38, 42) ab.

In der Umgebung von Hannover wurden folgende Arbeiten fortgeführt: Landesgeol. u. Prof. Dr. Wiegers beendete das Blatt Hannover (41, 39) und begann die Aufnahme auf Blatt Pattensen (41, 45). Geol. Dr. Bentz nahm Blatt Sarstedt (41, 46) in Angriff. Geol. Dr. Beschoren begann mit der Kartierung von Blatt Mellendorf (41, 27).

In der Gegend von Göttingen setzte Freiw. Mitarbeiter Prof. Dr. Stille während drei Wochen die Neubearbeitung des Blattes Nörten (55, 22) fort, während Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Haack Revisionsarbeiten auf den Blättern Sievershausen (55, 14) und Lauenberg (55, 15) vornahm.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Haack machte Begehungen im Buntsandstein der Blätter Carlshafen (55, 19) und Hardegsen (55, 21).

Geol. Dr. Bentz nahm vergleichende stratigraphische Untersuchungen der Erdölführung des Zechsteins in Hannover vor.

Er führte in seinem Arbeitsgebiet Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Utescher in die Grundlagen der Kartenaufnahme und Schichtengliederung ein.

Bezirksgeol. Dr. Woldstedt beging die Terrassen des Okertales zwischen Braunschweig und dem Harz zur Klärung von Grundwasserfragen.

Bezirksgeol. Dr. Dienemann machte während fünf Tagen Begehungen im Diluvium bei Sulingen und im Alluvium am Dümmer.

In der Elbmarsch nördlich Stade nahm Geol. Dr. Scharf eine geologische Untersuchung der vorgeschichtlichen Siedlung Bützfleth vor.

Geophysikalische Untersuchungen

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Barsch führte im Gebiet des Aller-Wesertales systematische Untersuchungen mit der Drehwaage zur Feststellung des Untergrundbaues und zur Aufsuchung von Salzhorsten aus. Die Untersuchungen erstreckten sich hauptsächlich auf die Blätter Rethem (41, 13), Nienburg a. Weser (40, 24) und Husum (40, 30).

Im Allertalgebiet verwendete Bezirksgeol. Prof. Dr. Reich fünf Wochen auf erdmagnetische Messungen. Ferner beteiligte er sich während sechs Wochen an seismischen Arbeiten.

Zur Verfolgung der säkularen Änderung des Magnetfeldes wurden von ihm in Hannover zwei Punkte I. Ordnung aufgesucht und an die Zentralstation Niemegk (Ad. Schmidt-Observatorium) angeschlossen.

Bezirksgeol. Dr. Ebert führte radioaktive Versuchsmessungen im hannoverschen Erdölgebiet aus.

Begutachtungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Auf Antrag der Preuß. Bergwerks- und Hütten-A.-G. nahm Bergrat Dr. Stahl während vier Wochen Untersuchungen über Rötungs- und Bleichungs-Erscheinungen im Ganggebiet von Grund (Harz) und über ihre Bedeutung für die Mineralisation der Erzgänge des Oberharzes vor.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Schmidt kartierte fünf Sohlen der Grube Rammelsberg bei Goslar und führte ergänzende Kartierungen im Maßstab 1 : 5000 über Tage zur Klärung der Tektonik des Grubengebietes aus.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg stellte lagerstättenkundliche und erzpetrographische Untersuchungen des Erzlagers am Rammelsberg an, an denen auch Bergrat Dr. Stahl beteiligt war.

Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün verfolgte die Neuaufschlüsse im Eisenerzbergbau des nördlichen Harzvorlandes.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserbohrungen der Stadt Goslar zur Erweiterung des Wasserwerkes.

Gutachten über Wasserentziehungen durch den Mittellandkanal bei Peine (Ländereien der Ilseder Hütte) und bei Dungelbeck.

Grundwasserschäden beim Mittellandkanal auf landwirtschaftlichen Grundstücken.

Gutachten über die Einwirkung des Wasserstaus „Letzter Heller" auf die Ländereien von Hedemünden gemeinsam mit der Landesanstalt für Gewässerkunde.

Talsperren und Stauanlagen, Kanalbauten

Laufende Beratung des Kanalbauamtes Braunschweig (Mittellandkanal).

Begutachtung der Undichtheiten der Sösetalsperre.

Andere geologisch-technische Beratungen

Untersuchung von Bodensenkungen in der Stadt Lüneburg.

Begutachtung von Erdrutschungen am Deister im Forstamtsbezirk Lauenau.

Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Verfolgung von Bergbauaufschlüssen im Wealden und Sammlung von Fossilien.

Fortlaufende Prüfung der Aufschlüsse des im Abteufen begriffenen Lautenthaler Untersuchungsschachtes.

Ziegeleiaufschlüsse von Hellern.

Fortlaufende Untersuchung der Erdölbohrungen der Provinz.

Verfolgung der bei Anlage von Festpunkten gegebenen Bohraufschlüsse auf den ostfriesischen Inseln.

Sammlung von Bohrungen im Stadtgebiet von Wesermünde-Bremerhaven.

Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Durch den Neubau der Straße Iberg—Osnabrück entstandene Aufschlüsse in der Unteren Kreide an der Herrenvest.

Verfolgung der neuen Aufschlüsse am Küstenkanal östlich der Ems und am Walchumer Schlot westlich davon.

Sammlung von Fossilien in den Unterkreide-Aufschlüssen des Mittellandkanals bei Braunschweig.

Verfolgung der Aufschlüsse des Mittellandkanals zwischen Peine und Vorsfelde.

6. Provinz Schleswig-Holstein

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Geol. Dr. Heck stellte die Aufnahme des Blattes Hattstedt (6, 29) fertig.

Im ostholsteinischen Arbeitsgebiet nahm Freiw. Mitarbeiter Geh. Bergrat Prof. Dr. Range die Westhälfte des Blattes Warder (25, 1) geologisch-agronomisch auf.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Freiw. Mitarbeiter Geh. Bergrat Prof. Dr. Range führte eine Gesamtbegehung des diluvialen Wartlerseebeckens als Vorarbeit für die Spezialkartierung aus.

Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Dipl.-Landwirt Dr. Ihnen bearbeitete die Blätter der Lieferung 320, Oldesloe (25, 7), Eichede (25, 13) und Trittau (25, 19) bodenkundlich-landwirtschaftlich und forstlich.

Begutachtungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Freiw. Mitarbeiter Geh. Bergrat Prof. Dr. Range beriet das Landratsamt Segeberg mündlich wegen Braunkohlen- und Petroleumbohrungen im Kreise Segeberg.

Andere geologisch-technische Beratungen

Ausbau der Segeberger Höhle.

Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Verfolgung der neuen Bohraufschlüsse in der Provinz.

Unterrichtskurse und Vorträge

Geologische Vorträge im Rahmen der von der Landesbrandkasse Kiel veranstalteten Fachkurse für Brunnenbauer.

7. Provinz Sachsen und Land Anhalt

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Im Gebiet südlich vom Harz nahm Geol. Dr. Schröder die Nordhälfte des Blattes Mühlhausen (56, 45) und den anschließenden Südteil von Blatt

Niederorschel (56, 37) für die zweite Auflage auf. Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Behrend begann mit der Kartierung auf dem Blatt Groß-Vargula (früher Tennstedt) (56, 51) sowie auf dem anschließenden Nordostteil des Blattes Langensalza (56, 50) für die zweite Auflage.

Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Naumann setzte die Neuaufnahme auf Blatt Freyburg a. d. Unstrut (57, 45) fort, von dem der Teil rechts der Unstrut fertiggestellt wurde.

Blatt Buckowien siehe Provinz Brandenburg.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Geol. Dr. Schröder verwandte einige Tage auf Begehungen im Rotliegenden und Oberkarbon.

Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Weissermel führte vergleichende Studien im Diluvium des oberen Saaletales aus.

Geol. Prof. Dr. Potonié schloß die mikrobotanische Untersuchung der Braunkohle des Geiseltales ab.

Bezirksgeol. Dr. Seitz sammelte Fossilien in der Oberen Kreide des Salzberges bei Quedlinburg.

Untersuchungen über die Entstehung der Rübeländer Höhlen führte Geol. Dr. Biese durch.

Begutachtungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün verfolgte die Neuaufschlüsse im Unterharzer Fluß- und Schwerspatbergbau.

Geol. Dr. Bentz desgl. die Erdölaufschlüsse bei den Bohrungen von Gebra und Lohra und von Mühlhausen.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Gutachten für die Stadt Magdeburg über den Zustand der landwirtschaftlich und forstlich genutzten Flächen in der Umgebung des neuen Grundwasserwerks Letzlinger Heide.

Bahnhof Eilsleben.

Wasserentziehung Gemeinde Blösien im Geiseltal.

Wasserentziehung in der Gemeinde Möderau durch die Braunkohlengrube Ferdinande.

Andere geologisch-technische Beratungen

Erdrisse bei den Gärteichen der Zuckerfabrik Stöbnitz auf Antrag des Oberbergamtes Halle.

Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Aufschlüsse am Mittellandkanal im Bereich der Elbstrombauverwaltung.

8. Land Thüringen

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Bei der geologischen Neuaufnahme des Thüringer Waldes stellte Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Naumann den Zechsteinanteil, Geol. Dr. von Gaertner das alte

Gebirge des Blattes Königssee (70, 23) fertig. Letzterer setzte danach die Aufnahme von Blatt Unterneubrunn (70, 28) fort.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Freiw. Mitarbeiter Geh. Bergrat Prof. Dr. Zimmermann führte zwecks Herstellung der Übersichtskarte Gotha 1 : 200 000 Begehungen im nördlichen Vorlande des Thüringer Waldes aus.

Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Naumann untersuchte neue Aufschlüsse auf den Blättern Apolda (57, 56), Eckartsberga (57, 50), Naumburg (57, 51), Camburg (57, 57), Jena (71, 2) und Kahla (71, 8).

Geol. Dr. Bentz unternahm vergleichende stratigraphische Begehungen zur Untersuchung der Erdölführung des Zechsteins in Thüringen.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Dienst machte während sechs Tagen vergleichende stratigraphische Studien im Muschelkalk von Jena.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Gothan verfolgte neuere Aufschlüsse im Rotliegenden von Thüringen und sammelte Fossilien.

Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Geol. Dr. Udluft und Chem. Dr. Pfeffer verwandten vier Tage auf die Entnahme von Bodenproben in Diabas- und Tonschiefergebieten des östlichen Thüringens zur Weiterführung der im Sauerland begonnenen Untersuchungen über die Entstehung der Gebirgsböden.

Geophysikalische Untersuchungen

Bezirksgeol. Dr. Ebert nahm geoelektrische Tiefenbestimmungsversuche am Muschelkalk bei Jena vor.

Andere geologisch-technische Beratungen

Beratungen der Höhlenverwaltungen Hörselberg und Meiningen hinsichtlich ihrer Höhlen bei der Erschließung zu Schauhöhlen.

Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Bahneinschnitt bei Singen (Eisenbahnstrecke Erfurt—Saalfeld).

Unterrichtskurse und Vorträge

Führung von zwei Lehrausflügen in die Thüringer Trias und das Rotliegende des Thüringer Waldes.

9. Provinz Brandenburg und Stadtgemeinde Berlin

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Im Groß-Berliner Gebiet stellte Geol. Dr. Dietz die geologische Aufnahme des Blattes Friedrichsfelde (45, 26) und diejenige von Berlin-Nord (45, 25) unter besonderer Berücksichtigung des Baugrundes fertig. Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Schmierer beendete die Aufnahme des Blattes Schönerlinde (45, 19).

Im westlichen Teile des Lausitzer Braunkohlengebietes setzte Landesgeol. u. Prof. Dr. Picard die Aufnahme von Blatt Finsterwalde (59, 21) fort.

Auf dem Niederlausitzer Grenzwall nahm Bergrat Zöller einen Teil des Blattes Fürstlich-Drehna (59, 15) auf.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Dammer arbeitete an der Aufnahme des Blattes Beutnitz (46, 54).

Geol. Dr. Geller führte die Kartierung des Blattes Landsberg a. d. W. (46, 18) weiter.

Bezirksgeol. Dr. von Bülow und Dipl.-Landwirt Dr. Görz nahmen gemeinsam Blatt Hohenfinow (45, 10) bodenkundlich auf, ersterer überarbeitete es zugleich für eine geologische Neuauflage unter Hilfeleistung des Geol. Dr. Heck.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Bezirksgeol. Dr. Woldstedt bearbeitete für die Übersichtskarte Küstrin 1 : 200 000 die Blätter Karzig, Berlinchen, Gr.-Fahlenwerder, Lotzen und Dechsel.

Auf Blatt Hohenfinow (45, 10) kartierte Geol. Dr. Heck einen Teilabschnitt geologisch-petrographisch im Maßstab 1 : 10 000.

Geol. Prof. Dr. Potonié begann mit der Kartierung der organischen Sedimente des Sakrower Sees bei Potsdam im Maßstab 1 : 5000 mit Unterstützung der Landesanstalt für Fischerei.

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Geol. Dr. Beschoren nahm vergleichende Untersuchungen neuer Tonmergelaufschlüsse der weiteren Umgebung von Freienwalde vor.

Bezirksgeol. Dr. Woldstedt beging zur Klärung der Terrassen die Umrandung des Küstriner Beckens.

Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Schmierer bearbeitete das Interglazial von Prenzlau.

Geol. Dr. Staesche sammelte diluviale Wirbeltierreste in der Mark.

Geophysikalische Untersuchungen

Abt.-Leiter Bergrat Dr. Kohl führte die vorgesehenen erdmagnetischen Messungen in der weiteren Umgebung von Kirchhain i. Lausitz aus.

Bergrat Dr.-Ing. Kaemmerer verwendete drei Wochen auf magnetische Messungen zwischen 31°30′ und 32°, sowie zehn Tage zwecks tektonisch-lagerstättenkundlicher Untersuchungen des Warthe-Tales.

Zur Verfolgung der säkularen Änderung des Magnetfeldes wurden von Bezirksgeol. Prof. Dr. Reich zwei Punkte I. Ordnung aufgesucht und an die Zentralstation Niemegk (Ad. Schmidt-Observatorium) angeschlossen.

Lagerstättenkarten, Lagerstätten- und Felderinventur

Bergrat Kästner schloß die Materialsammlung für die Blätter Frankfurt a. O., Guben und Lübben der Lagerstättenkarte 1 : 200 000 ab.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung von Königsberg i. N.-M.

Wasserversorgung der Siedlungen auf Gut Böthen und Gut Torgelow.

Beratung beim Bau von Feuerlöschbrunnen in zahlreichen Ortschaften.

Talsperren und Stauanlagen, Kanalbauten

Gutachten betr. Errichtung dreier Staubecken bei Lychen in der Uckermark.

Andere geologisch-technische Beratungen

Untergrundsgutachten für Wublitzbrücke bei Leest-Grube.
Arbeiten an der Baugrundkarte Groß-Berlin.

Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bearbeitung von Bohrserien und Einzelbohrungen aus Groß-Berlin und Umgegend.

Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Aufschlüsse längs der Wannseebahn und bei Rohrverlegungen in Groß-Berlin.

Unterrichtskurse und Vorträge

Lehrausflug mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für die Neumark.
Lehrvortrag im Lehrerverein Landsberg a. d. W.
Vortrag im Landesplanungsverband Brandenburg-Mitte über die bodenkundlichen Forschungen der Anstalt im Interesse von Landesplanung und Siedlung.
Für den Deutschen Richterverein auf einer Informationsfahrt in die Schorfheide: „Über den Einfluß reiner Kiefernbestände auf den Boden".

10. Provinz Pommern

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Geol. Dr. Biese schloß die Aufnahme des Blattes Stahlbrode (10, 48) ab.
Geol. Dr. Stach setzte diejenige von Blatt Elmenhorst (10, 47) fort und machte auf den Blättern Horst (10, 54) und Grimmen (10, 53) Begehungen zwecks Nachtragung neuer Aufschlüsse.
In Ostpommern stellte Geol. Dr. Hesemann Blatt Kerstin (13, 57) fertig.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Bezirksgeol. Dr. von Bülow führte die Bearbeitung der Übersichtskarte Neustettin 1 : 200 000 fort.

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Bezirksgeol. Dr. von Bülow verfolgte wie in den Vorjahren die Wanderung der Dünen auf der Nehrung des Lebasees in Ostpommern.

Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Bezirksgeol. Dr. von Bülow kartierte die Güter Großendorf und Neu-Dochow bodenkundlich im Maßstab 1 : 10 000 (Blatt Stojentin 15, 25) und führte gemeinsam mit Dipl.-Landwirt Dr. Görz ergänzende bodenkundliche Begehungen auf Blatt Stojentin (15, 25) durch.

Dipl.-Landwirt Dr. Görz und Geol. Dr. Heck nahmen die Siedlung Hohenzollern (Kr. Schlawe) bodenkundlich auf. Ersterer bearbeitete ferner das Gut Warbelin (Blatt Stojentin) (15, 25) bodenkundlich.

Geol. Dr. Heck machte von dem Gelände des Rittergutes Quatzow (Blatt Schlawe) (14, 39) eine bodenkundliche Aufnahme im Maßstab 1 : 10 000.

Dipl.-Landwirt Dr. Ihnen führte die bodenkundlich-landwirtschaftliche und forstliche Bearbeitung der Blätter Grimmen (10, 53), Horst (10, 54), Groß-Rakow (10, 59) und Griebenow (10, 60) aus.

Geophysikalische Untersuchungen

Zur Klärung der Untergrundstektonik der Insel Rügen in Verbindung mit der Frage nutzbarer Lagerstätten in größerer Tiefe hat Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Barsch die Südhälfte der Insel magnetisch vermessen.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Gutachten über die Einwirkung des Wasserwerks Polchow (Städt. Werke Stettin) auf die Grundwasserverhältnisse gewisser Nachbargebiete.

Andere geologisch-technische Beratungen

Begutachtung des Baugrundes und Schüttmaterials für den Rügendamm.

Unterrichtskurse und Vorträge

Führung der Studienfahrt des Landesvereins Pommern (Bund Heimatschutz).

Bodenkundlicher Vortrag in der Pommerschen Naturforschenden Gesellschaft in Stolp.

Vorträge über die Bedeutung bodenkundlicher Karten für die landwirtschaftliche Praxis und die Siedlung in Schlawe und Greifswald.

11. Provinz Niederschlesien

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Im Lausitzer Bergbaugebiet stellte Bergrat Hoffmann Blatt Nochten (60, 32) fertig und setzte die Aufnahme auf Blatt Mücka (60, 39) fort.

Im Sudetenvorland führte Freiw. Mitarbeiter Geh. Bergrat Prof. Dr. Zimmermann durch Ausfüllung der noch vorhandenen Lücken die Aufnahme von Blatt Liebenthal (61, 56) zu Ende. Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg setzte die Aufnahmearbeiten auf Blatt Seidenberg (60, 59) fort und revidierte Blatt Kupferberg (75, 10) zwecks Herausgabe der zweiten Auflage.

Geol. Dr. Fischer fuhr mit der Neuaufnahme der Blätter Neurode (76, 26) und Langenbielau (76, 20) fort.

In der Grafschaft Glatz arbeitete Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Meister an der Kartierung des Blattes Grunwald (76, 37).

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Geol. Dr. Fischer führte Begehungen im Eulengebirge und im kristallinen Grundgebirge der Blätter Strehlen (76, 17) und Münsterberg (76, 23) für die Übersichtskarte Schweidnitz 1 : 200 000 durch.

Zur Klärung der Terrassenverhältnisse der Spree auf den Blättern Weiß-Kollm (60, 31) und Nochten (60, 32) machten Landesgeol. u. Prof. Dr. Dammer und Bergrat Hoffmann mehrere Begehungen.

Bergrat Dr.-Ing. Gropp verfolgte die neuen Aufschlüsse im Niederschlesischen Steinkohlenbezirk für paläontologisch-stratigraphische Zwecke. Dabei wurde auf die mit dem Gebirgsbau zusammenhängenden Fragen der Inkohlung und des Gasgehaltes besonderer Wert gelegt.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg führte Begehungen im Bereich des Blattes Altkemnitz aus behufs Abfassung der Erläuterungen; ebenso Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün im Bober-Katzbach-Gebirge wegen der Erläuterungen zu den Blättern Bolkenhain und Kauffung.

Geophysikalische Untersuchungen

Bezirksgeol. Dr. Ebert nahm radioaktive Messungen zur Bestimmung der Quellspalten von Bad Landeck vor.

Begutachtungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Meister untersuchte die neuen Grubenaufschlüsse im Karbon bei Straußeney (Blatt Lewin) (76, 36).

Bergrat Zöller die Goldseifen bei Berbisdorf unweit Hirschberg.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung Hohenfriedeberg.

Wasserversorgung Gemeinde Altheide-Bad.

Wasserversorgung Wünschelburg.

Wasserentziehung durch die Kreiswasserwerke Agnetendorf-Hermsdorf usw.

Heilquellen und Schutzbezirke

Fortsetzung der Spezialuntersuchung der Mineralquellen der Grafschaft Glatz im Reinerzer Quellbezirk.

Beratung in Quellenschutzfragen für Bad Kudowa.

Andere geologisch-technische Beratungen

Untersuchung von Kohlenproben aus dem Kohlensäuregebiet von Neurode für das Grubensicherheitsamt.

Bodenbewegungen am Schönhuter Tunnel.

Unterrichtskurse und Vorträge

Beteiligung an der Leitung eines pflanzensoziologisch-bodenkundlichen Lehrausfluges der Staatlichen Stelle für Naturdenkmalpflege.

Geologischer Lehrausflug mit dem Lehrerverein Reichwalde auf Blatt Nochten.

Geologische Einführung eines Topographen des Reichsamtes für Landesaufnahme auf Blatt Wünschelburg.

12. Provinz Oberschlesien

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Im Sudetenvorlande beendete Landesgeol. u. Prof. Dr. Behr die Aufnahme des Blattes Neiße-West (76, 36) und begann diejenige des Blattes Neiße-Ost (77, 31). Bezirksgeol. Dr. von zur Mühlen schloß Blatt Kaindorf (76 42) ab und ging auf Blatt Ziegenhals (77, 37) über.

Im Gebiet der oberen Oder stellte Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Cramer Blatt Katscher (77, 59) bis auf kleine Reste fertig.

Rechts der Oder im Norden der Provinz nahm Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Assmann das Blatt Kreuzburg (77, 6) in Angriff.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Die Übersichtskarte Ratibor 1 : 200 000 wurde von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Cramer weiter bearbeitet.

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Landesgeol. u. Prof. Dr. Behr und Bezirksgeol. Dr. von zur Mühlen begingen den Gebirgsrand zwischen Reichenstein und Neustadt im Interesse der Kartierung.

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Assmann machte eine Schlußbegehung auf Blatt Gogolin.

Bergrat Dr. Stahl verwandte drei Wochen auf das Studium des Sprungsystems des oberschlesischen Steinkohlenbeckens und der Beziehungen zwischen Inkohlung und Gebirgsbau.

Bergrat Dr.-Ing. Gropp untersuchte neue Aufschlüsse für paläobotanisch-stratigraphische und kohlenpetrographische Zwecke.

Geol. Dr. Hesemann führte Geschiebeuntersuchungen bei Neiße und Peiskretscham aus.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung der Bahnhöfe Oppeln und Vossowska.

Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Neuaufschlüsse in den Gruben des oberschlesischen Industriereviers.

13. Provinz Grenzmark Posen-Westpreußen

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Zimmermann nahm die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Schneidemühl (31, 51) in Angriff.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Andere geologisch-technische Beratungen

Untersuchung des Zusammenhanges zwischen Grundwasseranstieg und geologischem Bau beim Plötzensee (Blatt Schneidemühl).

Bahn Schwerin—Kreuz.

14. Provinz Ostpreußen

a) Geologische Aufnahmen im Maßstab 1:25 000

Im südwestlichen Ostpreußen setzte Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Krause die Aufnahme auf den Blättern Grieslienen (35, 19), Kurken (35, 25) und Gimmendorf (35, 26) fort.

Bergrat Hausbrand führte die Kartierung von Blatt Wuttrienen (35, 20) weiter.

Bergrat Hülsemann schloß die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Gr.-Schläfken (34, 42) ab und begann mit derjenigen von Blatt Usdau (34, 41).

Geol. Dr. Scharf stellte Blatt Gardienen (34, 36) fertig und nahm die Neubearbeitung von Blatt Gilgenburg (34, 35) auf Grund der neuen topographischen Darstellung in Angriff.

Im nördlichen Ostpreußen beendete Landesgeol. u. Prof. Dr. Hess von Wichdorff die Aufnahme von Blatt Darkehmen (19, 35) bis auf einen geringen Rest.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Dammer nahm die Aufnahme von Blatt Gr.-Rominten (20, 37) in Angriff.

b) Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Begutachtungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Landesgeol. u. Prof. Dr. Hess von Wichdorff führte praktisch-geologische Untersuchungen der Kieslager des Blattes Darkehmen im Interesse des Wegebaues aus.

Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung der Schule Jakobswalde, Kr. Ortelsburg.

Andere geologisch-technische Beratungen

Begutachtung der Bodenverhältnisse für die Eisenbahn-Neubaustrecke Bergling—Neidenburg.

Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bearbeitung von Bohrungen in Königsberg.

Unterrichtskurse und Vorträge

Geologische Lehrvorträge für die Kreislehrerschaft und den Kreisverein für Heimatforschung in Darkehmen.

Sonstige, nicht bei den Provinzen angeführte Arbeiten

Die Eisenerzvorratsermittelung für das Deutsche Reich wurde von Abt.-Leiter Bergrat Dr. Kohl, Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Kegel, Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Quiring, Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün und den Bergräten Dr. Stahl, Isert, Kästner und Hoffmann zum Abschluß gebracht.

Die III. Folge der Weltmontanstatistik wurde, nachdem die II. Folge erschienen ist, durch Bergrat Meisner weiterbearbeitet. Dieser setzte zur Ergänzung unseres bergwirtschaftlichen und statistischen Quellenmaterials seine Archivarbeiten im Institut für Weltwirtschaft und Seeverkehr an der Universität Kiel und im Hamburger Weltwirtschaftsarchiv während zwei Wochen fort.

Die Arbeiten an den Erzmonographien wurden weitergeführt. Die Materialsammlung für Pyrit wurde durch Bergrat Kästner vorgenommen. Bergrat Hoffmann setzte die Materialsammlung für Antimon bei der Metallgesellschaft in Frankfurt a. M. fort.

Die Erörterung bergwirtschaftlicher Zeitfragen fand im Berichtsjahre in der Lagerstättenchronik durch Abt.-Leiter Dr. Kohl, die Bergräte Meisner,

Dr.-Ing. Gropp, Isert, Hausbrand, Dr.-Ing. Kaemmerer, Kästner, Hoffmann, Hülsemann statt.

Die bergrechtlichen Verhältnisse der außerpreußischen Länder und des Auslandes wurden im Auftrage des Herrn Ministers wie bisher von Bergrat Hülsemann verfolgt.

Bergrat Dr.-Ing. Kaemmerer bereiste während zehn Tagen die bedeutendsten deutschen Torfwerke zur Klärung wissenschaftlicher und wirtschaftlicher Fragen. Er war zugleich an den Arbeiten der Ausschüsse des Deutschen Nationalen Komitees der Weltkraftkonferenz beteiligt.

Die Ausdehnung der Erdölgewinnung in Deutschland machte entsprechende Studien und Bereisungen auch außerhalb unseres engeren Kartierungsgebietes besonders in Thüringen durch Geol. Dr. Bentz erforderlich.

Bei der Deutschen Gesellschaft für Bodenmechanik (Degebo) wirkte Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Fliegel und im Ausschuß für Baugrundforschung der Deutschen Gesellschaft für Bauwesen Bezirksgeol. Dr. Dienemann wie bisher mit.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Behr war wie bisher im wissenschaftlichen Beirat der Deutschen Keramischen Gesellschaft tätig.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg und Bezirksgeol. Dr. Burre waren an den Arbeiten des Ausschusses I b „Natürliche Gesteine" des Deutschen Verbandes für Materialprüfung der Technik beteiligt. Letzterer auch an den Beratungen des Ausschusses „Steinstraßen" der Studiengesellschaft für Automobilstraßenbau.

Abt.-Leiter Bergrat Dr. Kohl begann zusammen mit Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Loebe Untersuchungen über die Schwermetallführung von Thermalquellen, sowie von Abwässern von Erzbergwerken und Aufbereitungsanlagen.

Der Zechsteinband der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands wurde durch Bergrat Dr.-Ing. Fulda abgeschlossen.

Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Wolff nahm an der Zweiten Konferenz der Vereinigung zum Studium des europäischen Quartärs in Leningrad teil.

Geol. Prof. Dr. Schindewolf führte Aufsammlungen von Versteinerungen im Oberdevon und Unterkarbon der Umgebung von Hof in Bayern durch, die für stratigraphische Vergleichsuntersuchungen im Interesse unserer Kartierung erforderlich waren.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Schneider leitete für die Staatliche Hauptstelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht eine Anzahl Studienfahrten in verschiedenen Teilen der Mark Brandenburg und der Provinz Sachsen.

In mehreren Provinzen wurden die staatlichen Vertrauensmänner für vorgeschichtliche Denkmalspflege in geologischen Fragen beraten.

An deutsche Siedler im Auslande wurde wiederholt Auskunft erteilt.

B. Vorträge in den wissenschaftlichen Sitzungen

Die Vorträge sind in den Sitzungsberichten der Geologischen Landesanstalt im Auszuge veröffentlicht.

Wolff: Nachruf auf den Landesgeologen und Professor Dr. Hess von Wichdorff.

Dienst: Vorweisung eines montierten Skeletts von *Nothosaurus* sp. aus dem Mittleren Muschelkalk von Rüdersdorf.

Trénel: Der Einfluß von löslichem und unlöslichem Aluminium im Boden auf die Phosphorsäureaufnahme der Pflanze bei und ohne Gegenwart von Kieselsäure.

Hesemann: Über eine morphologische Grenze in Norddeutschland.
Ihnen: Die Arbeit im Gelände für die landwirtschaftlich-bodenkundliche Erläuterung.
Fischer: Die Grauwacken des Kulms.
Geller: Bedeutung von Struktur und Textur für die Gesteinssystematik.
Bärtling: Mitteilung über die letzten Erdbeben am Niederrhein.
Berg: Die Entstehung der Eruptivgesteinstypen (Zusammenfassung neuerer Forschungen).
Meisner: Die Metaphysik der Bergwirtschaft.
Kaemmerer: Die heutige Torfindustrie und ihre bergwirtschaftliche Bedeutung.
von Gaertner: Die Zerschneidung der Hochfläche Thüringens im Schwarzatal und die Entwicklung der heutigen Formen der Landschaft.
Stahl: Inkohlung und Flözlagerung im ostsudetischen Steinkohlenbecken.
Stockfisch: Zur Frage der Entstehung von Kohlen.
Wolff: Rahmen und Ziel der diesjährigen Bodenkartierungen der Geologischen Landesanstalt.
von Bülow: Die wissenschaftlichen Gesichtspunkte der bodenkundlichen Kartierung.
Görz: Die praktischen Gesichtspunkte der bodenkundlichen Kartierung.
Platte: Die für den Geologen wichtigen Änderungen des preuß. Bergrechts seit dem Weltkriege.
Behr: Referat über: K. Fischer, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Weser-Allergebiet.
Dietz: Der Baugrund Groß-Berlins.
Utescher: Einige Bemerkungen zur Frage der nichtstandfesten Tone.
Bode: Die Flora des Flözleeren.
Gropp: Paläobotanisch-stratigraphische Vergleiche innerhalb des niederschlesischen Karbons.
Benade: Die chemische Untersuchungsmethodik von Binnensee-Sedimenten.
Wunstorf: Ältestes Tertiär und Kreide im Wassenberger Spezialhorst.
Reich: Über magnetische Messungen im hannoverschen Erdölgebiet.
Udluft: Über die Benennung der feinkörnigen Nebengesteine des Flözführenden im rheinisch-westfälischen Oberkarbon.
Meister: Über die Mineralquellen der Grafschaft Glatz.
Geller: Seltene Elemente (Nachweis, Geochemie und Verwendung).

C. Abteilung Sammlungen

Leitung: Abt.-Direktor und Professor Dr. Weissermel

I. Geologisches Landesmuseum

a) Paläozoologische, stratigraphische und petrographische Sammlung

Landesgeol. u. Prof. Dr. Dienst, Bezirksgeol. Dr. Seitz, Geol. Prof. Dr. Schindewolf, Geol. Dr. Staesche

Die Sammlung wurde wiederholt von auswärtigen Geologen in Anspruch genommen. Es entliehen:
Herr Andert-Ebersbach: Lamellibranchiaten und Gastropoden aus der Löwenberger Kreide.

Herr Andrée-Münster i. W.: Schädelfragmente von *Ovibos*.
Herr Dahmer-Bad Soden a. Taunus: Fossilien aus den Siegener Schichten.
Herr Calman-London: *Uronectes fimbriatus* (Jordan) aus dem Rotliegenden von Oberhof und Lebach.
Herr Erdmannsdörffer-Heidelberg: Dünnschliffe und kristalline Gesteine aus Deutsch-Ostafrika (Sammlung Uhlig).
Herr Franke-Arnstadt: Foraminiferen aus der Oberen Kreide.
Herr Guthörl-Bildstock: *Blattina* sp. aus der Wahlschieder Grube, Saarbrücken.
Herr Häntzschel-Dresden: Fossilien aus der Löwenberger Kreide.
Herr Heinz-Hamburg: Inoceramen aus der Oberen Kreide.
Herr Heritsch-Graz: Pentameriden aus dem Devon des Harzes und von Blatt Altenhundem.
Herr Koliha-Prag: Obolen aus Thüringen.
Herr Kummerow-Brandenburg: Ostracoden und Trilobiten aus Sedimentärgeschieben.
Herr W. Lange-Dessau: Ammoniten aus dem Lias von Bünde.
Herr Michels-Niedermendig: Dünnschliffe von Basalt-Laven des Laacher See-Gebietes.
Herr Mielecke-Finsterwalde: Dünnschliffe von pliozänen Kiesen.
Herr Rauff-Berlin: Spongien aus dem oberschlesischen Muschelkalk.
Herr Reinstorf-Harburg: Urnenscherben vom Knickberg, Blatt Artlenburg.
Herr Richter-Frankfurt a. M.: Trilobiten aus dem Unterkarbon.
Herr Roedel-Frankfurt a. d. O.: Paleozän-Geschiebe.
Herr Scheumann-Leipzig: Grauwacken-Schiefer von Blatt Gnadenfrei und Tepliwoda.
Herr H. Schmidt-Göttingen: Placodermen-Reste aus dem Taunus-Quarzit, *Anthrophyllum* sp. aus den Unterkoblenzschichten von Neroth und Oberstadtfeld und Fossilien aus den Brandenburg-Schichten von Blatt Barmen und Hagen.
Herr Martin Schmidt-Quedlinburg: Ceratiten von Sondershausen und Zwätzen.
Herr Schmidtgen-Mainz: Metacarpen von Boviden.
Herr Scupin-Halle: Das Original zu *Inoceramus zimmeri* Scup.
Frl. Sieverts-Bonn: Bourgueticriniden aus der Oberen Kreide.
Herr Stensiö-Stockholm: *Rhinosteus traquairi* Ikl. und *Pholidosteus laevior* Gross.
Herr Wasmund-Plön: Unter- und mitteldevonische Tuffe mit Fossilien.
Herr Wedekind-Marburg: Rensselaerien von Siegen.
Herr Wehrli-Köln: Knochenreste von *Arctomys*.
Herr Wurm-Würzburg: *Agraulos frankenwaldensis* Wurm aus der Bohrung Dobrilugk I.
Herr Zeuner-Freiburg i. Br.: Insektenreste aus dem Rotliegenden von Oberhof und Manebach.

Durch Kauf oder Tausch wurden folgende Fossilien und Reihen erworben:
Von Herrn Paul-Essen: Kohlenkalkversteinerungen des Velberter Sattels.
Von Herrn Heider-Overath: Fische aus den Siegener Schichten von Overath.
Von Herrn Opitz-Kirschweiler: Crinoiden von Bundenbach.
Von den Geschwistern Maucher-München: Cystoideen aus dem Hunsrück-Schiefer von Bundenbach.
Von Herrn Rose-Wiesbaden: Gedinne-Fossilien von Wiesbaden.

Von Herrn Korff-Hanau: Seesterne, Crinoiden und sonstige Fossilien aus dem Hunsrück-Schiefer von Bundenbach.
Von Herrn Steinhage-Velbert: Etroeungt-Fossilien.
Von Herrn Hefter-Koblenz: Fossilien aus dem Unter- und Mittel-Devon von Koblenz.
Von Herrn Mielke-Herne: Ammoniten aus dem Cenoman von Herne.
Von Herrn Kutscher-Oberdiebach: Fossilien aus dem Hunsrück-Schiefer von Bundenbach.
Von Herrn Pullig-Gemünden: *Nahecaris-* und *Drepanaspis*-Exemplare von Gemünden.
Von Herrn Henn-Köln: Devonische Brachiopoden von Waxweiler.
Von Herrn Neben-Berlin: Sedimentär-Geschiebe und Fossilien aus der norddeutschen Kreide.
Von Herrn Schubert-Breslau: Oberdevon-Fossilien von Blatt Schweidnitz.
Von Frl. Krahe-Gerolstein: *Hexacrinus exculptus* von Gerolstein.

Geschenkweise erhielt das Landesmuseum von den Herren
Müldner-Berlin: Sedimentärgeschiebe.
Betriebsdirektor Plank-Gogolin: Muschelkalkversteinerungen.
Mägdefrau-Erlangen: *Corophioides luniformis* von Bibra.
Neben-Berlin: Sedimentärgeschiebe.
Kummerow-Brandenburg a. H.: Sedimentärgeschiebe.
Woermann-Dortmund: Die Originale seiner Sammlung zu den Arbeiten von H. Sieverts.
Kier-Rüdersdorf: *Limulus kieri* Zimm. aus dem Muschelkalk von Rüdersdorf.
J. Czarmocki-Warschau: Goniatiten und Clymenien aus dem Polnischen Mittelgebirge.
Stanley Smith: *Labechia carbonaria* von West-Cumberland.
Das Geologische Institut der Karls-Universität in Prag schenkte ein Exemplar von *Bactrites sandbergeri*.
Die Erben des verstorbenen Sanitätsrats Ulrich-Berlin: dessen Sammlung.

Größere Aufsammlungen wurden durch die Sammlungsbeamten gemacht, und zwar durch:
Landesgeol. u. Prof. Dr. Dienst von Fischresten und anderen Fossilien aus dem Unterdevon der Eifel.
Bezirksgeol. Dr. Seitz von Fossilien der Oberen Kreide von Quedlinburg.
Geol. Prof. Dr. Schindewolf von Oberdevon- und Unterkarbonfossilien des Blattes Balve.
Geol. Dr. Staesche von Wirbeltierresten aus dem Diluvium der Mark.
Geol. Dr. Hesemann sammelte in Schlesien Geschiebe zur quantitativen Bestimmung der Geschiebeführung.

Auf der Galerie, auf der die Hauptsammlung der sedimentären Geschiebe untergebracht ist, wurde im Berichtsjahr die Schausammlung sowohl der kristallinen als auch der sedimentären Geschiebe in wesentlich erweitertem Umfange neu aufgestellt. Es ist damit eine Zentrale geschaffen, an die sich die zahlreichen Berliner und auswärtigen Geschiebesammler wenden können, um ihre Funde zu vergleichen oder bestimmen zu lassen. Auch die andere auf der Galerie untergebrachte, für Berlin besonders bedeutsame Sammlung, die Trias von

Rüdersdorf, wurde weiter ausgebaut und vor allem durch das montierte Skelett eines *Nothosaurus* sp. vermehrt.

An den wissenschaftlichen Arbeiten im Geologischen Landesmuseum beteiligten sich außer den Beamten der Anstalt und des Museums die Herren von Estorff, Gross, Jessen, Klinghardt, Kutscher, Neben, Polutoff und Riedel.

Folgende Arbeiten des letzten Jahres enthalten Originale, die im Geologischen Landesmuseum niedergelegt sind:

Böhm, Joh., & Dr. Riedel, L.: Über eine als *Placenticeras* beschriebene *Oppelia (Bornhardticeras* n. gen.) aus dem Neokom von Deutsch-Ostafrika. — Dies. Jb. f. 1932, **53**, 1932.

Foerste, Aug. F.: The cephalopod genera Cyrtendoceras and Oelandoceras. — Ohio journ. sci., **32**, 1932.

Gallwitz, H.: Die Orthiden, Strophomeniden und Choneten des unteren Unterkarbons (Etroeungt). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **141**, 1932.

Glaessner, M. F.: Neue Krebsreste aus der Kreide II. — Dies. Jb. f. 1932, **53**, 1932.

Heintz, A.: Über einige Fischreste aus dem Hunsrückschiefer. — Cbl. Min. Abt. B, 1932.

von Huene, F.: Die fossile Reptilordnung Saurischia, ihre Entwicklung und Geschichte. — Monogr. Geol. Palaeont. (1) 4, 1932.

Kegel, W.: Zur Kenntnis paläozoischer Ostrakoden 3. Leperditiidae aus dem Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges. — Dies. Jb. f. 1932, **53**, 1932.

Kummerow, E.: Zur Paläobiologie der Ostrakoden und Trilobiten. — Cbl. Min. B, 1933.

Lebküchner, R.: Die Trigonien des süddeutschen Jura. — Paläontogr. **77**, 1932.

Lehmann, W. M.: Stereo-Röntgenaufnahmen als Hilfsmittel bei der Untersuchung von Versteinerungen. — Natur u. Mus. **62**, 1932.

Liebus, A.: Die Fauna des deutschen Unterkarbons. Die Foraminiferen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **141**, 1932.

Nekhoroshev, B.: Die Bryozoen des deutschen Unterkarbons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **141**, 1932.

Opitz, R.: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. Leipzig 1932.

Paeckelmann, W., & Sieverts, H.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel. 1. Obersilurische und devonische Faunen der Prinzeninseln, Bithyniens und Thraziens. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **142**, 1932.

Sieverts, H.: Über die Crinoidengattung *Drepanocrinus* Jaekel. — Dies. Jb. f. 1932, **53**, 1932.

Schindewolf, O.-H.: Zur Stammesgeschichte der Ammoneen. — Paläont. Z., **14**, 1932.

—: Über Polyparform und Septalapparat der Tetrakorallen. — Cbl. Min., Abt. B, 1932.

—: Cephalopoden. — Paläontologie. — Hdw.-Buch Naturw., 2. Aufl., 2, 1932.

Wolansky, D.: Die Cephalopoden und Lamellibranchiaten der Ober-Kreide Pommerns. — Abh. geol. paläont. Inst. Greifswald, 9, 1932.

b) Paläobotanische Sammlung

Landesgeol. u. Prof. Dr. Gothan

In der Sammlung wurden Pflanzenfossilien fast sämtlicher pflanzenführender geologischer Formationen bestimmt. Es wurden beträchtliche Umordnungen vorgenommen und die Sammlung durch Aussonderung von Dubletten usw. entlastet. Die Kataloge wurden auf dem laufenden gehalten wie früher. An Schulen und Institute wurden mehrfach Stücke zu Lehrzwecken abgegeben. Ferner wurden durch Austausch mit in- und ausländischen Instituten Lücken der Sammlung ausgefüllt. Zuwachs der Sammlung erfolgte auf diese Weise sowie durch Sammlungen des Leiters und der Mitarbeiter des Instituts.

Die Neuordnung der Sammlung brennbarer Gesteine wurde von Dr. Bode fortgesetzt und eine systematische Ordnung der Sammlung von Kohlendünnschliffen in Angriff genommen. Die Handbibliothek wurde weiter durch Tausch und Schenkung beträchtlich vermehrt und der Katalog fortgeführt. Mitarbeiter und Benutzer der Sammlung waren außer dem Leiter, Geol. Prof. Dr. Potonié und wiss. Angestellter Dr. Bode: Florin-Stockholm, Franke-Berlin, Gropp-Berlin, Halle-Stockholm, Hartung-Berlin, Kräusel-Frankfurt, Sze-Nanking, Weyland-Elberfeld, Wicher-Berlin u. a. m.

II. Lagerstätten-Sammlung

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Behrend

Folgende größere Sammlungen konnten der Lagerstätten-Sammlung eingereiht werden:

1. Blei-Zinkerze Ramsbeck (Prof. Behrend).
2. Blei-Zink-Kupfererze Rammelsberg (Prof. Berg).
3. Blei-Zinkerze Neuhoffnungsgang bei Ems (Prof. Behrend).
4. Blei-Zinkerze Grube Holzappel bei Ems (Prof. Behrend).
5. Blei-Zinkerze Grube Goldberg II, Gew. Glanzenberg (Prof. Behrend).
6. Blei-Zinkerze Grube Lüderich (A.-G. Vieille Montagne).
7. Blei-Zinkerze Grube Hürnigskopf bei Hönningen (Stolberger Gesellsch.).
8. Eisenerze der Grube Friederike und Hansa-Stollen bei Harzburg (Dr. Dahlgrün).
9. Erze und Mineralien von Bodenmais (Bergrat Kohl).
10. Blei-Zinkerze der Blei-Scharley-Grube in Oberschlesien (Dr. Duwensee).
11. Kupfererze von Arphana Maden, Türkei (Dr. Duwensee).
12. Erze der Golderzlagerstätte des Eisenberges bei Corbach (Prof. Paeckelmann).
13. Blei-Zinkerzstufen bei der Steinkohlengrube Auguste Viktoria.

Eine Reihe von kleineren Sammlungen und von Einzelstücken wurden geschenkt oder durch Tausch erworben.

Die Sammlung wurde mehrfach durch auswärtige Geologen und durch Privatpersonen in Anspruch genommen.

Außer dem Leiter arbeitete in ihr freiwillig Herr Dr. Brandes.

III. Museum für angewandte Geologie

Landesgeol. u. Prof. Dr. Schneider

Das Ausstellungsmaterial wurde durch Herstellung von Zeichnungen und Abbildungen laufend vermehrt, überholte Darstellungen wurden auf den heutigen

Stand gebracht, und auch sonst wurden vielfach Erneuerungen an den Einrichtungsgegenständen und der Beschriftung vorgenommen. Von der Beschaffung neuer Möbel mußte wegen Mangels an Mitteln Abstand genommen werden. An Modellen konnten nur ein solches südafrikanischer Chromitvorkommen und einige Reliefs zur Darstellung der Gesteinsentstehung angefertigt werden. Führungen fanden wie bisher häufig statt.

Die Deutsch-Amerikan. Petroleumgesellschaft stiftete Bilder und Schriften zur Erläuterung der Erdölgewinnung und Verarbeitung.

Die Firma L. Halbach, Cunersdorf bei Kamenz i. Sa., eine geschlossene Zusammenstellung von technischen Grauwackenproben.

Der Verein Deutscher Kalkwerke stiftete drei große eichene, wertvolle Tische.

IV. Geologisch-technische Gesteinssammlung

Landesgeol. u. Prof. Dr. Behr, Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Burre, Bezirksgeol. Dr. Dienemann

Die systematische Ordnung der Sammlung wurde fortgesetzt. Für die Ergänzung durch Ankauf standen keine Mittel zur Verfügung.

Geschenkweise erhielt die Sammlung:

Proben von in- und ausländischen Graniten und Marmoren vom Heimatmuseum der Stadt Nauen.

Geschliffene Probestücke verschiedener deutscher vulkanischer Gesteine vom Verband deutscher Granitwerke.

Mehrere polierte Marmorplatten und vier große Skraffitobilder vom Verein deutscher Kalkwerke.

Eine Sammlung in- und ausländischer Kieselgur von der Familie des verstorbenen Landesgeologen Stoller.

Ferner wurden der Sammlung von anderen Stellen Wetzsteine, Dachschieferplatten, Serpentine und Proben alter Mörtel überwiesen.

Verschiedene wissenschaftliche Gesellschaften, Fachschulen, Vertreter von Behörden und Einzelpersonen besichtigten die Sammlung und wurden an Hand des umfangreichen Vergleichsmaterials beraten.

V. Ausstellungen

Es wurde nur die landeskundliche Ausstellung des geographischen Instituts für das Land Braunschweig in Braunschweig beschickt, bei der wir eine Anzahl geologischer Karten aus dem Gebiet von Niedersachsen zeigten.

D. Wissenschaftliche Institute

a) Institut für Paläobotanik und Petrographie der brennbaren Gesteine

Leitung: Landesgeol. Prof. Dr. Gothan, außerdem Prof. Dr. Potonié und wissenschaftl. Angestellter Dipl.-Berging. Dr.-Ing. Bode

1. Paläobotanik

Es wurden im Institut verschiedene Arbeiten über fossile Pflanzen ausgeführt, die z. T. noch in Arbeit sind, z. B. Herausgabe des Nachlasses P. Menzel, Miozäne Flora der Niederlausitz. Abschluß der Arbeit über das

Permokarbon von Sumatra von Gothan und Jongmans-Heerlen. Weiter wurden bearbeitet Calamitenblüten (Dr. Hartung), Wealdenflora und -kohlen (Frl. N. Bode), strukturzeigende Pflanzen aus Niederschlesien, sächsisches Karbon, Ruhrkarbon usw. Ein Teil dieser Arbeiten ist bereits veröffentlicht oder wird dazu vorbereitet. In den „Arbeiten des Instituts" erschien Bd. 2, Heft 2 mit neun Arbeiten hiesiger und auswärtiger Mitarbeiter.

Bei der paläobotanischen Bearbeitung des rheinisch-westfälischen Karbons wurden speziell die Gruppen der Mariopteriden und der Rest der Sphenopteriden in Angriff genommen sowie Pflanzenprofile mehrerer Gruben aufgenommen, besonders bei Essen a. Ruhr.

Auswärtige Inanspruchnahme des Instituts erfolgte häufig, und enge Fühlung mit den in- und ausländischen Fachkollegen besteht nach wie vor.

Dr.-Ing. Bode setzte die Bearbeitung der Flora des Flözleeren und der Magerkohle fort und hat eine Untersuchung der Flora der Oberen Kreide der Stemmer Berge im nördlichen Westfalen in Angriff genommen. Eine Untersuchung karbonischer Wurzelböden von pflanzenökologischen Gesichtspunkten aus wurde von Dr.-Ing. Bode unter Mitwirkung von Chem. Dr. Köhler eingeleitet.

2. Kohlenpetrographie und ähnliches

Geol. Prof. Dr. Potonié bearbeitete zur Klärung erdölgeologischer Fragen fossile und rezente bituminöse Gesteine, worüber z. T. schon publiziert wurde.

Weiter wurden einige kohlengenetische Fragen geklärt, worüber die Veröffentlichungen bereits vorliegen.

Geol. Prof. Dr. Potonié setzte seine Arbeiten über die Erfassung des mikrobotanischen Inhalts der brennbaren Gesteine (zunächst vor allem der Braunkohlen) fort.

Dem Abschluß gehen entgegen:

Die Bearbeitungen eines Profils aus dem Geiseltal, eines solchen aus der Ville und eines pliozänen Flözes bei Hanau. Die Präparaten-Sammlung wurde bei dieser Gelegenheit wesentlich erweitert. Weiter wurde eine Reihe von Anträgen der Geologen auf mikrobotanische Bearbeitung von Profilen erledigt.

Geol. Dr. Stach befaßte sich mit der optischen Bestimmung des Inkohlungsgrades und ließ für diesen Zweck von der Firma E. Leitz-Wetzlar ein Vergleichsmikroskop für auffallendes Licht bauen. Dies Gerät ermöglicht auch die Bestimmung des Inkohlungsgrades von Kohlenstäuben. Die Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen. Er setzte die Bearbeitung der Bitumenkörper der Ruhrkohlen fort.

Dr.-Ing. Bode führte für das Grubensicherheitsamt eine Untersuchung von Kohlensäurekohlen aus dem niederschlesischen Revier durch, worüber eine Abhandlung im Druck ist. Er nahm weiter für dieselbe Behörde Untersuchungen über den Einfluß von Tektonik und Abbaudruck auf das Gefüge und die petrographische Beschaffenheit von Kohlen, zunächst des rheinisch-westfälischen Reviers, in Angriff. Die Arbeiten zur Frage der Kohlenklassifikation wurden abgeschlossen (Dr.-Ing. Bode), die Untersuchungen über die westdeutschen metamorphen Kohlen fortgesetzt (Dr.-Ing. Bode). Ebenso wurden die Versuche über künstliche Inkohlung weiter fortgeführt (Bergrat Dr.-Ing. Gropp, Dr.-Ing. Bode).

Lehrvorträge wurden von den Landesgeol. u. Prof. Dr. Gothan, Geol. Prof. Dr. Potonié, Dr. Stach und Dr.-Ing. Bode gehalten.

Im Jahre 1932 wurden auf Grund von Arbeiten des Instituts promoviert an der Universität Berlin Hartung, an der Technischen Hochschule Gropp, Knopp und Wicher.

Bei den „Arbeiten aus dem Institut für Paläobotanik und Petrographie der brennbaren Gesteine" ist im Berichtsjahre Band 2 Heft 2 erschienen. Die darin enthaltenen Aufsätze beruhen sämtlich auf Untersuchungen, die im Institut ausgeführt wurden. Ebenso die folgenden Veröffentlichungen:

Bode, H.: Gewebeformänderungen bei Fusit und Holzkohle. — Braunkohle 1932, S. 235—238. Übersetzt in „Fuel", **12**, S. 10—12, 1933.
—: Die Inkohlung eine Druckverschwelung? — Z. angew. Chemie, **45**, S. 388 bis 390, 1932.
—: Neue Theorien der Kohlenbildung. — Schlägel und Eisen, 1932.
—: Die Klassifikation der festen Brennstoffe auf petrographischer und chemischer Grundlage. — Z. Berg-, Hütten- u. Salinenw., S. B. 172—201, 1932.
—: Der Inkohlungsprozeß. — Schlägel und Eisen, **30**, S. 253—256, 1932.
—: Über ein Vorkommen von anthrazitischer Pseudocannelkohle. — Kohle u. Erz, S. 319—322, 1932.
—: Die Kontaktmetamorphose der Kohlen. — Braunkohle, S. 17 ff., 1933.
Gropp, W., & Bode, H.: Über die Metamorphose der Kohlen und das Problem der künstlichen Inkohlung. — Braunkohle, S. 277 ff., 1932.
Gothan, W.: Strukturzeigende Pflanzen aus dem Unterkarbon von Niederschlesien. — Ber. deutsch. bot. Ges., **50** a, S. 400—411, 1932.
—: Paläobotanik. — Handw. Naturwiss., 2. Aufl., S. 562—608, 1932.
—: Die Altersstellung des Karbons von Flöha in Sachsen im Karbonprofil auf Grund der Flora. — Abh. sächs. geol. Landesamt, **12**, 15 S., 1932.
Gothan, W., & Benade, W.: Vorkommen von dolomitischen Spärolithen in der Steinkohle des Ruhrbezirks. — Glückauf, S. 1134—1135, 1931.
Potonié, R.: Zur Mikroskopie der Bitumina. Methoden zur Untersuchung organogener Gesteinsbestandteile. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 429 bis 437, Berlin 1932.
Potonié, R., & Kurek, J.: Zur Genesis der Bitumina. Eine mikroskopische Untersuchung bituminöser Kalke aus Albanien. — Sber. Ges. naturf. Freunde, Jg. 1931, S. 325—356, Berlin 1932.
Heim, A., & Potonié, R.: Beobachtungen über die Entstehung der tertiären Kohlen (Humolithe und Saprohumolithe) in Zentralsumatra. — Geol. Rundschau, **23**, S. 145—172, 1932.
Stach, E.: Die Kutikulen in der Steinkohle. — Glückauf **68**, S. 875—863, 1932.
—: Kohlenuntersuchungen mit dem Vergleichsmikroskop für auffallendes Licht. — Glückauf **68**, S. 1029—1032, m. 1 Taf., 1932.
—: Ein Vergleichsmikroskop für auffallendes Licht. — Z. wiss. Mikroskopie **49**, S. 361—366, 1932.

b) Institut für Gesteins-, Erz- und Salzuntersuchungen

Leitung: Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg

Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg schloß die petrographische Untersuchung der Gesteine des Siebengebirges ab und führte Untersuchungen an Gesteinen der Gegend von Kupferberg durch. In Verfolg der Arbeiten des Ausschusses für die Gütenormung der Dachschiefer beschäftigte er sich mit dem mikro-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

skopischen Gefüge dieser Gesteine, außerdem bearbeitete er erzmikroskopisch das von ihm im Rammelsberg bei Goslar gesammelte Material.

Er erteilte an Außenstehende zahlreiche Auskünfte über Natur und Nutzbarkeit eingesandter Mineral- und Gesteinsproben.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Grupe untersuchte die bitumenführenden Sedimente des nordwestdeutschen Weißen Juras.

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Meister untersuchte kristalline Gesteine der Gegend von Grunwald und Reinerz in der Grafschaft Glatz.

Bezirksgeol. Dr. Ahrens begann die Bearbeitung der Basalte des Hohen Westerwaldes; eine Sonderuntersuchung der Basalte des westlichen Westerwaldes (Umgebung von Neustadt a. d. Wied) wurde abgeschlossen. Die Untersuchung devonischer Diabase und Schalsteine wurde für verschiedene Gebiete weitergeführt; kulmische Tuffite im östlichen Rheinischen Schiefergebirge wurden untersucht.

Geol. Dr. Schröder untersuchte die Oberkarbongerölle des Südharzes.

Geol. Dr. Udluft schloß die Untersuchung der Sedimente des westfälischen produktiven Karbons ab und begann diejenige der nordwestdeutschen Senonmergel. Er untersuchte zahlreiche Quarzite, Grauwacken und Sandsteine zwecks geologisch-petrographischer Stellungnahme zur Frage der Anerkennung der Silikose als Berufskrankheit in der Quarzitindustrie.

Geol. Dr. Fischer beendete die Untersuchung der Grauwacken des Harzes und setzte die Studien metamorpher Gesteine Niederschlesiens fort.

Geol. Dr. Hesemann studierte die als nordische Geschiebe verbreiteten skandinavischen Diabase.

Geol. Dr. von Gaertner untersuchte die Gesteine der Blätter Königssee und Großbreitenbach.

Geol. Dr. Geller führte seine Studien an Basalt-Kontakterscheinungen im Kalisalzgebiet der Werra weiter.

Veröffentlichungen:

Berg, G.: Beiträge zur Petrographie der Dachschiefer. Festschr. 70. Geburtstag F. Rinne.

—: Schiefereinschlüsse im Granitporphyr inmitten des Riesengebirgsgranites. — Dies. Jb. 1932.

Grupe, O.: Bitumenführende Horizonte im nordwestdeutschen Weißen Jura. — Dies. Jb. 1932.

Ahrens, W.: Basaltvulkane des östlichen Laacher Seegebietes. — Dies. Jb. 1932.

von Gaertner, H.-R.: Petrographie und paläogeographische Stellung der Gipse am Südrand des Harzes. — Dies. Jb. 1932.

Geller, A.: Petrographische Systematik auf genetischer Grundlage. — Sber. preuß. geol. L.-A. 6.

c) Institut für die physikalische Erforschung der Erdrinde

Leitung: Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Barsch

I. Schweremessungen

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Barsch führte im Aller-Wesertalgebiet systematische Untersuchungen mit der Drehwaage zur Feststellung der Untergrundstektonik und zur Aufsuchung der Salzhorste aus, wobei zwei neue Horste gefunden wurden.

Unter seiner Mitwirkung wurden die Übersichtsmessungen im Kreise Leer und Wittmund beendet, sowie Spezialuntersuchungen am Salzhorst bei Eddesse ausgeführt.

II. Magnetische Messungen

Abt.-Leiter Bergrat Dr. Kohl führte regionale erdmagnetische Messungen in der weiteren Umgebung von Dobrilugk aus und stellte den Anschluß an die Vermessung I. Ordnung her.

Unter Anschluß an die Landesvermessung wurden von Bezirksgeol. Prof. Dr. Reich Übersichtsaufnahmen im Gebiet der unteren Aller und Leine bis westlich der Weser (zwischen $\varphi = 52°30'$ und $52°45'$ und $\lambda = 8°50'$ und $10°20'$) durchgeführt. Die 1931 in der Eifel entdeckten magnetischen Störungen wurden von ihm durch Spezialmessungen näher untersucht. Um den Anschluß der Einzelaufnahmen an die Landesvermessung sicherzustellen, wurden von ihm an einer Anzahl Stationen I. Ordnung im Rheinland, in Hannover und in der Mark Anschlußmessungen vorgenommen.

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Barsch führte zur Klärung der Untergrundstektonik erdmagnetische Messungen in der Südhälfte der Insel Rügen durch.

Zur Untersuchung der tektonisch-lagerkundlichen Bedeutung des Warthetals hat Bergrat Dr.-Ing. Kaemmerer eine Messungslinie von Landsberg an der Warthe nach Lagow gelegt und regionale Untersuchungen auf den Blättern Lübben und Kalau (1 : 100 000) durchgeführt.

Bezirksgeol. Dr. Ahrens stellte die Ausdehnung eines Basaltvorkommens bei Neustadt a. d. Wied durch Spezialmessungen fest und führte gleiche Untersuchungen im Hohen Westerwald aus.

III. Elektrische Verfahren

Mit einer neuen geoelektrischen Tiefenbestimmungsmethode nahm Bezirksgeol. Dr. Ebert eingehende Versuche am Muschelkalk bei Jena und im Gebiete der Niederrheinischen Braunkohle vor.

IV. Radioaktive Messungen

Zur Feststellung von Verwerfungsspalten hat Bezirksgeol. Dr. Ebert radioaktive Untersuchungen im Quellengebiet von Bad Landeck und im hannöverschen Erdölgebiet ausgeführt.

V. Seismische Untersuchungen

Die Auswertung der seismischen Untersuchungen in Ostfriesland wurden unter Mitwirkung von Bezirksgeol. Prof. Dr. Reich durchgeführt.

Laboratorium für die geologisch-botanische Torfuntersuchung und verwandte Aufgaben

Bezirksgeol. Dr. von Bülow u. Geol. Dr. Heck

Wie in früheren Jahren wurde eine ganze Reihe von Einzeluntersuchungen, d. h. zumeist Datierungen alluvialer und diluvialer Schichten und Funde, durchgeführt, so aus Schleswig-Holstein, Schlesien, Ruhrbezirk, Hannover, Frankfurt a. O., Ostpommern, Brandenburg u. a. Von zusammenhängenden Reihen wurde marines Jung-Interglazial von drei Punkten Schleswig-Holsteins

untersucht (Sönka—Nissen—Koog, Nordstrand, Friedrichstadt), sowie ein durchgehendes Diagramm von submarinen Ablagerungen aus dem Strelasund aufgestellt, das im Jahrbuch erscheinen wird.

E. Montan- und Bohrarchiv

Leitung: Landesgeol. u. Prof. Dr. Mestwerdt

Die Neueingänge stehen an Zahl kaum hinter dem Vorjahr zurück. Sie behandeln die allerverschiedensten Fragen, die zumeist nur unter den gegenwärtigen Verhältnissen Bedeutung erlangen konnten, wie z. B. das Goldvorkommen bei Goldhausen-Corbach.

Unter den Zugängen zum Bohrarchiv stehen die Berichte über Erdölbohrungen nach wie vor obenan. Ältere Bohrergebnisse aus Kali-, Erdöl- und Steinkohlengebieten konnten in größerer Menge bei der Firma Alfred Wirth & Co., Erkelenz, als der Nachfolgerin der Internationalen Bohrgesellschaft, eingesammelt werden. Zahlreich sind auch die Schichtenverzeichnisse, die nach Beratungen in Wasserversorgungsfragen besonders aus Ostpreußen, Schlesien, Brandenburg, Sachsen und Schleswig-Holstein eingegangen sind. Ferner lieferten auch Siedlungen, Baugrunduntersuchungen und dergleichen wichtige Bohrergebnisse; so brachten u. a. die Brückenbauten im Zuge der Stadtbahn in Berlin wertvolle Ergänzungen zur Baugrundkarte der Reichshauptstadt.

Im Anschluß an die in unserem Besitz befindlichen geologischen Prüfungsarbeiten wird eine Kartei auch der bei den Bergakademien und Technischen Hochschulen in Aachen, Breslau, Charlottenburg, Clausthal und Freiberg vorhandenen Arbeiten aufgestellt.

Mit dem Bohrzeug der Geol. L.-A. wurde im Rechnungsjahr 1932 aus Mangel an Mitteln nicht gebohrt.

F. Chemische Abteilung

Abt.-Direktor u. Prof. Dr. Loebe

Im Berichtsjahr wurden auf Antrag von Beamten der Geologischen Landesanstalt, von Behörden und anderen Stellen insgesamt 1091 Proben untersucht, und zwar 788 Bodenproben, 70 Mineralien und Gesteine, 58 Erze, 14 Salze, 18 Kohlen-, Moor-, Asphalt- und Erdölproben, 46 Wässer und Heilwässer, 3 Gas- und 94 verschiedene andere Proben. Hiervon wurden ausgeführt 532 mechanische Analysen, 331 Voll-, 185 Teil- und 93 Tonanalysen, 501 Azidităts- und 864 Einzelbestimmungen, 30 Untersuchungen auf Edelmetalle und Radioaktivität und 88 sonstige Bestimmungen. Unter den letzteren befanden sich Gas- und spektralanalytische u. a. physikalische und petrographische, sowie erdbautechnische Untersuchungen. Eine größere Zahl von Proben wurde auch wissenschaftlich untersucht und außerdem in zahlreichen Fällen wissenschaftliche Auskünfte erteilt.

Über abgeschlossene wissenschaftliche Arbeiten wurde in folgenden Veröffentlichungen berichtet:

1. Benade, W.: Chemische und physikalische Untersuchungen von Mooren. — Z. Forsch. u. Fortschr., S. 169, 1933.
2. Benade, W.: Über die Abhängigkeit des Volumens verschiedener Braunkohlen vom jeweiligen Wassergehalt. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., H. **16.**

3. Benade, W.: Über ein Vorkommen von Dolomitkonkretionen im Flöz Robert der Zeche Minister Stein. Beitr. zur Arbeit Oberste-Brink & Gothan. — Arb. paläobot. Inst., **2**, Berlin 1932.
4. Gothan, W., & Benade, W.: Über ein Vorkommen von dolomitischen Sphärolithen in der Steinkohle des Ruhrbezirkes. — Glückauf 1932.
5. Hellmers, J., & Köhler, R.: Über den Brechungsexponenten bodenkundlich wichtiger Verbindungen und seine Veränderung unter dem Einfluß gelösten Chlorkaliums. — Z. Pflanzenernährung 1933. Im Druck.
6. Loebe, R., & Köhler, R.: Über den Schulze-Harkort'schen Schlämmapparat und die Frage seiner Verwendbarkeit in der Bodenkunde. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., H. **16**.
7. Loebe, R., & Köhler, R.: Beitrag zur Praxis der Sedimentationsanalyse. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., H. **17**.
8. Pfeffer, P.: Untersuchungen an Verwitterungsböden des Devons und Karbons im nordöstlichen Sauerlande (gemeinschaftlich mit W. Paeckelmann & H. Udluft). Stück III. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., H. **16**.
9. Pfeiffer, H., & Dienemann, W.: Über das Kirchhoff'sche Verfahren zur Erkennung der Standfestigkeit von Tonen. — Z. prakt. Geol., Dez. 1932.
10. Stockfisch, K., & Fulda, E.: Über Stinkschiefer und Hauptdolomit und ihre Beziehungen zum Erdöl. — Kali 1933. Im Druck.
11. Trénel, M.: Untersuchungen über das Laubholzsterben bei Wesel. — Z. Forst- u. Jagdwesen 1932.
12. Trénel, M.: Die Kennzeichnung des Verwitterungszustandes der Böden durch Bestimmung der freien und der löslichen Tonerde auf Blatt Hohenfinow. — Z. Pflanzenernährung. Im Druck.
13. Trénel, M.: Über die physiologische Bedeutung der mineralischen Bodenazidität. — Z. Pflanzenernährung, **25**, H. 5 u. 6, 1932.
14. Trénel, M.: Über die Neutralsalzzersetzung durch Humus. — Z. Pflanzenernährung, **28**, H. 3 u. 4, 1933.
15. Trénel, M.: Die Bestimmung von Kali, Kalk und Phosphorsäure im Boden durch Elektroanalyse und ihre Beziehung zur Bodenazidität. — Z. Pflanzenernährung, **24**, H. 5 u. 6.
16. Utescher, K.: Über die Abhängigkeit der Bodenfarbe vom Eisen- und Humusgehalt. — Z. Pflanzenernährung, **26**, 1932.
17. Utescher, K.: Die Einteilung der Mineralböden mit Rücksicht auf Korngrößengliederung und Gehalt an salzsäurelöslicher Tonerde. — Z. Pflanzenernährung. Im Druck.
18. Utescher, K., & Behrend, F.: Studien über die Entstehung, Verwandtschaft und Eigenschaften an einigen Bodentypen aus verschiedenen Klimagebieten des südlichen Afrika. — Z. Pflanzenernährung, **26**, 1932.

Weiter wurden folgende Untersuchungen abgeschlossen:

1. Utescher, K.: Bearbeitung einiger Bodenprofile auf Grund der chemischen Untersuchungsergebnisse. (Blätter Nottuln, Osnabrück, Trebnitz, Wesel, gemeinsam mit W. Wolff, E. Meister, A. Zöller.)
2. Loebe, R., u. Köhler, R.: Klärung der Frage der verschiedenen Wasserdurchlässigkeit zweier zu einem Dammbau verwendeter Lehme.
3. Hellmers, J.: Die Angreifbarkeit von natürlichen Kalksteinen durch säurehaltige Wässer.

4. Hellmers, J.: Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Harzes.
5. Stockfisch, K., u. Schneider, O.: Untersuchung eines interglazialen Torfes aus der Gegend von Trebbin.
6. Benade, W.: Ausarbeitung von Methoden zur Definierung der organischen Substanz im Schlamm.

Außerdem stehen folgende Fragen in Bearbeitung:

1. Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Loebe u. Chem. Dr. Köhler: Vergleichende Untersuchungen über die Zuverlässigkeit verschiedener Methoden der mechanischen Analyse.
2. Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Loebe, Chem. Dr. Köhler u. Chem. Dr.-Ing. Abel: Über die Verteilung der Tonsubstanz auf die verschiedenen Kornfraktionen im Boden.
3. Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Utescher u. Chem. Dr. Hellmers: Studien an Gesteinen und Böden der Insel Gran Canaria.
4. Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Utescher u. Chem. Dr.-Ing. Abel: Anwendung der Methode Kallauner-Matejka zur Bestimmung der kaolinischen Silikate auf Tone und Böden.
5. Chem. Prof. Dr. Trénel: Über den Einfluß löslicher und unlöslicher Tonerde auf das Wachstum von Brotgetreide bei und ohne Gegenwart von Kieselsäure.
6. Chem. Dr. Pfeffer u. Geol. Dr. Udluft: Bodenkundliche Untersuchungen an Diabasprofilen aus dem östlichen Thüringen.
7. Chem. Dr. Hellmers: Optische Untersuchungen an Bodenmineralien.
8. Chem. Dr. Hellmers: Versuche über die Trennung von Bodenmineralien nach dem spez. Gewicht mit Hilfe schwerer Lösungen.
9. Chem. Dr. Pfeffer: Bestimmung der freien Tonerde im Boden.
10. Abt.-Leiter u. Prof. Dipl.-Ing. Heuseler u. Chem. Dr. Haller: Vergleichende Untersuchungen über die gebräuchlichen Bestimmungsmethoden von Kohlensäure in Mineralwässern.
11. Abt.-Leiter u. Prof. Dipl.-Ing. Heuseler: Versuche über die Löslichkeit von Kohlensäure in Salzlösungen.
12. Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Loebe u. Chem. Dr. Haller: Sulfidsynthesen.
13. Chem. Dr. Heykes: Untersuchung von Normenschiefern zu Normenzwecken.
14. Chem. Dr. Heykes: Die Anwendung spektrographischer Methoden in der Wasseranalyse.
15. Chem. Dr. Benade: Die physikalischen Eigenschaften von Torf bei verschiedenen Trocknungsgraden.
16. Chem. Dr. Benade: Die Entstehungsmöglichkeit von Erdöl aus Binnensee-Sedimenten.
17. Chem. Dr. Benade: Methode zur quantitativen Bestimmung der Zellulose in aschereichem, organischem Material.
18. Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Pfeiffer: Über den Einfluß des Elektrolytgehaltes auf gewisse bodenmechanische Eigenschaften der Tone.

Die Abteilung war weiter für Behörden und andere Antragsteller gutachtlich tätig und beteiligte sich wie bisher an den Arbeiten zur Schaffung einheitlicher Untersuchungsmethoden, so auf bodenkundlichem Gebiet (Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Loebe, Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Utescher, Chem. Prof. Dr. Trénel)

in Zusammenarbeit mit der Deutschen Gesellschaft für Bodenkunde; für die Heilwässer zusammen mit der Arbeitsgemeinschaft für Heilquellenforschung, der Balneologischen Gesellschaft und der Kommission zur Vorbereitung der Neuauflage des Deutschen Bäderbuches (Abt.-Leiter u. Prof. Dipl.-Ing. Heuseler, Chem. Dr.-Ing. Haller); für Schiefer (Chem. Dr. Heykes); für Formsande (Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Loebe); für Traß (Chem. Dr.-Ing. Haller) in Verbindung mit den entsprechenden Ausschüssen des Verbandes für die Materialprüfung der Technik.

Daneben ist die Abteilung wie in früheren Jahren zur Mitarbeit in wissenschaftlichen und technischen Ausschüssen herangezogen worden. Leider konnten infolge der immer weiter herabgesetzten Betriebsmittel die Arbeiten nicht in der gewünschten Weise gefördert werden; verschiedentlich mußten Anträge zurückgewiesen und selbst dringliche Untersuchungen zurückgestellt werden.

G. Veröffentlichungen

Abt.-Direktor u. Prof. Dr. Schmierer

Im Vergleich zum Vorjahr haben wir uns genötigt gesehen, unsere im Buchdruck hergestellten Veröffentlichungen wesentlich einzuschränken, um trotz der stark gekürzten Mittel unserer Hauptaufgabe, der Herausgabe der großen Kartenwerke, wenigstens im Umfange der letzten Jahre gerecht werden zu können. Wie im vergangenen Jahre ist also der Druck wissenschaftlicher Arbeiten längere Zeit eingestellt worden. Das Jahrbuch umfaßt wiederum nur einen, allerdings umfangreichen Band. Seine Ausstattung, wie die der übrigen Veröffentlichungsreihen, ist aus Sparsamkeit gegenüber dem Vorjahr wesentlich eingeschränkt worden. In zahlreichen Fällen ist den Verfassern aufgetragen worden, die Kosten für die Bebilderung ihrer Abhandlungen selbst zu tragen. Im allgemeinen werden wissenschaftliche Arbeiten Außenstehender zum Druck nur angenommen, wenn die Geologische Landesanstalt selbst ein besonderes Interesse an der Veröffentlichung hat, wenn Material unserer Sammlungen verwertet worden ist, oder wenn die Originale in den Besitz des Landesmuseums übergehen.

Bisher erschienen die Sitzungsberichte als gesonderte Veröffentlichungsreihe in einem etwa 15 Bogen Text, zahlreiche Autotypietafeln und Strichätzungen enthaltenden Heft. Das wird in Zukunft geändert. Schon die im Winter 1932/33 in den wissenschaftlichen Sitzungen gehaltenen Vorträge werden aus Sparsamkeitsgründen in stark gedrängter Form ohne Bilder im Gesamtumfang von höchstens 2 Bogen als Anhang des Jahrbuches veröffentlicht, und zwar so rasch, daß die Sonderdrucke in kürzester Frist zur Verfügung stehen.

Der Umfang unserer gesamten Veröffentlichungen beträgt 268 Bogen (gegenüber 398 im Vorjahre). Ausgestattet sind diese Schriften mit 476 Strichätzungen, 93 Autotypietafeln, 8 Tafeln in Lichtdruck und Heliogravüre, 6 schwarzen und 23 farbigen Karten.

Von den 464 (im Vorjahr 293) unserer Druckerei erteilten Aufträgen entfallen 262 auf den Buchdruck, 202 auf den Steindruck. Im Buchdruck wirkte stark belastend auf den Betrieb die, aus sammlungstechnischen Gründen leider nicht zu vermeidende, Herstellung von 714 Einzeletiketten für die Schausammlungen und 96000 Etiketten für die sonstigen Sammlungen.

Im einzelnen wurden in der Hausdruckerei folgende Aufträge erledigt:

a) Buchdruckerei:

1. Vordrucke, Formulare, Rundschreiben für den Dienstgebrauch			134 Aufträge
2. Etiketten für die Sammlungen			9 „
3. Einzelne Schilder und Etiketten			41 „
4. Umschläge für Kartenlieferungen			9 „
5. Meßtischblattränder			20 „
6. Ränder für kleine Karten zu sonstigen Veröffentlichungen			25 „
7. Werke			
a) 1 Erläuterung	5¼ Bogen		
b) 35. Verzeichnis der Veröffentlichungen	3 „		
c) 20 Umschläge für Erläuterungen	5 „		
d) 2 kleinere Schriften	2½ „		24 „
	15¾ Bogen		
			262 Aufträge

b) Steindruckerei:

1. Vordrucke, Formulare, Rundschreiben für den Dienstgebrauch	105 Aufträge	mit	292	Platten
2. Karten für Jahrbuch, Abhandlungen und andere Veröffentlichungen:				
a) schwarz	19 „	„	19	„
b) farbig	33 „	„	123	„
3. Umschläge für Kartenlieferungen	15 „	„	15	„
4. Grenzplatten	4 „	„	10	„
5. Grenzplatten Konterdrucke	26 „	„	26	„
	202 Aufträge	mit	485	Platten

Buchdruck	262 Aufträge
Steindruck	202 „
	464 Aufträge

Die im letzten Jahresbericht angekündigte Umstellung auf eine neue, wesentliche Verbilligung erzielende Reproduktionsmethode ist sowohl in unseren Kartographenbüros wie in den beiden Druckereien durchgeführt worden und kann im großen und ganzen als gelungen bezeichnet werden. In den Kartographenbüros wurden von 16 Blättern die Grenzen gezeichnet, in der Hausdruckerei die Ränder der Karten (Farbenerklärung und Beschriftung der Profile), in Buchdruck ausgeführt. Wegen der schlechten räumlichen Verhältnisse lassen sich aber mit dem zur Verfügung stehenden Personal genau passende Umdrucke nur mit großen Schwierigkeiten erzielen. Bei einigen besonders komplizierten Blättern mußte deshalb der Umdruck der Grenzplatten wieder unseren bisherigen Lieferanten übertragen werden. Doch erscheint bei dem geringen Preis der Umdrucke (ca. 70 RM) unsere Verbilligungsmaßnahme deshalb nicht gefährdet.

Der Verkauf von Karten und Schriften durch die Vertriebsstelle ist, nach dem Verkaufswerte betrachtet, wiederum wesentlich zurückgegangen. Besonders auffallend ist der Rückgang beim Verkauf teurer Werke, wie der Jahrbücher und Abhandlungen, während sich der Umsatz der Einzelschriften, der Sonderdrucke und der Spezialkarten 1 : 25 000, sogar gehoben hat.

A. Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000

a) Im Berichtsjahr sind erschienen bzw. ausgedruckt:

Liefg. 276,	Bl. Hirschberg, Kauffung, Altkemnitz	3 Bl.
Liefg. 281,	Bl. Auras, Wiese, Deutsch-Lissa, Breslau-Nord	4 Bl.
Liefg. 293,	Bl. Vreden mit Wennewick, Alstätte, Ottenstein, Oeding, Stadtlohn	5 Bl.
Liefg. 311,	Bl. Neustrelitz, Thurow, Feldberg, Stargard i. Meckl.	4 Bl.
Liefg. 314,	Bl. Großenlüder, Neuhof	2 Bl.
Liefg. 327,	Bl. Schwiebus, Kalzig, Züllichau	3 Bl.
		21 Bl.

b) Im Farben- bzw. Grenzandruck liegen vor:

Liefg. 230,	Bl. Zachan, Dölitz, Ravenstein, Arnswalde	4 Bl.
Liefg. 284,	Bl. Herzogenrath, Eschweiler, Aachen (Neuauflagen)	3 Bl.
Liefg. 296,	Bl. Steinheim, Driburg, Altenbeken, Lichtenau (Neuauflagen)	4 Bl.
Liefg. 297,	Bl. Willebadessen, Peckelsheim (Neuauflagen)	2 Bl.
Liefg. 298,	Bl. Bendorf, Koblenz	2 Bl.
Liefg. 306,	Bl. Wissen, Betzdorf, Burbach, Hachenburg	4 Bl.
Liefg. 307,	Bl. Gelsenkirchen, Herne (Flözkarten)	2 Bl.
Liefg. 308,	Bl. Gröningen, Oschersleben	2 Bl.
Liefg. 310,	Bl. Pansfelde, Leimbach, Wippra, Mansfeld (Neuauflagen)	4 Bl.
Liefg. 315,	Bl. Rhede, Borken, Brünen, Raesfeld, Drevenack	5 Bl.
Liefg. 316,	Bl. Solingen, Remscheid, Burscheid, Kürten, Lindlar	5 Bl.
Liefg. 317,	Bl. Gladenbach, Rodheim	2 Bl.
Liefg. 318,	Bl. Rötgen mit Eupen, Nideggen, Zülpich	3 Bl.
Liefg. 320,	Bl. Bad Oldesloe, Eichede, Trittau	3 Bl.
Liefg. 322,	Bl. Kriescht, Königswalde	2 Bl.
Liefg. 323,	Bl. Labes, Wangerin, Dramburg	3 Bl.
Liefg. 324,	Bl. Lebasee, Leba, Glowitz, Charbrow, Stojentin, Schurow	6 Bl.
Liefg. 330,	Bl. Stadthagen, Minden, Bückeburg, Cathrinhagen	4 Bl.
Liefg. 331,	Bl. Wingeshausen, Berleburg, Battenberg	3 Bl.
Liefg. 334,	Bl. Nortmoor, Weener, Westrhauderfehn	3 Bl.
Liefg. 336,	Bl. Hasbergen, Lengerich	2 Bl.
Liefg. 338,	Bl. Ellrich, Nordhausen, Stolberg, Schwenda (Neuauflagen)	4 Bl.
Liefg. 339,	Bl. Rheinberg, Dinslaken, Bottrop	3 Bl.
		75 Bl.

c) In Druckvorbereitung:

Liefg. 280,	Bl. Straelen, Nieukerk, Kaldenkirchen	3 Bl.
Liefg. 303,	Bl. Münsterberg, Arnsdorf, Lindenau, Bechau	4 Bl.
Liefg. 309,	Bl. Dorsten, Marl, Recklinghausen	3 Bl.
Liefg. 312,	Bl. Raguhn, Gräfenhainichen, Bitterfeld-Ost und West, Brehna, Delitzsch (Neuauflagen)	6 Bl.
Liefg. 319,	Bl. Bederkesa, Köhlen, Ebersdorf, Bremervörde	4 Bl.
Liefg. 321,	Bl. Liebenwerda, Mühlberg, Uebigau	3 Bl.
Liefg. 325,	Bl. Peiskretscham, Kieferstädtel, Golleow, Gr.-Rauden, Jakobswalde, Ujest	6 Bl.

Liefg. 326, Bl.	Weißkollm, Lohsa	2 Bl.
Liefg. 329, Bl.	Burgbrohl, Neuwied, Mayen, Bassenheim	4 Bl.
Liefg. 332, Bl.	Altenahr, Ahrweiler, Linz	3 Bl.
Liefg. 333, Bl.	Lauban, Marklissa, Greiffenberg	3 Bl.
Liefg. 335, Bl.	Aurich, Holtrop, Hesel	3 Bl.
Liefg. 337, Bl.	Salzgitter, Ringelheim, Lutter a. B. (Neuauflagen)	3 Bl.
Liefg. 340, Bl.	Lauterberg, Seesen, Zellerfeld, Osterode, Riefensbeck (Neuauflagen)	5 Bl.
Liefg. 341, Bl.	Alme, Madfeld, Marsberg, Brilon, Adorf, Mengeringhausen	6 Bl.
Liefg. 342, Bl.	Naumburg, Löwenberg, Liebenthal	3 Bl.
Liefg. 343, Bl.	Glatz, Königshain, Reichenstein, Landeck	4 Bl.
Liefg. 344, Bl.	Bentheim, Schüttdorf, Gronau, Ochtrup	4 Bl.
		69 Bl.

Erläuterungen

Erschienen:

Liefg. 62, Bl. Göttingen (3. Auflage),
Liefg. 235, Bl. Hilchenbach,
Liefg. 293, Bl. Stadtlohn, Oeding,
Liefg. 302, Bl. Peine,
Liefg. 304, Bl. Groß-Ilsede, Wendeburg, Vechelde, Barum, Lesse,
Liefg. 305, Bl. Grünfließ, Bartkenguth, Muschaken, Jablonken, Neidenburg,
Liefg. 307, Bl. Gelsenkirchen, Herne,
Liefg. 308, Bl. Oschersleben, Gröningen,
Liefg. 311, Bl. Stargard i. Meckl.,
Liefg. 313, Bl. Leschnitz, Blottnitz, Tost,
Liefg. 315, Bl. Raesfeld,
Liefg. 324, Bl. Schurow, Glowitz, Charbrow, Leba, Lebasee,
Liefg. 330, Bl. Cathrinhagen, Minden, Bückeburg, Stadthagen.

Im Druck:

Liefg. 246, Bl. Hohenfriedeberg,
Liefg. 293, Bl. Alstätte,
Liefg. 315, Bl. Brünen, Rhede, Borken, Drevenack.

B. Abhandlungen

Erschienen:

Neue Folge, Heft 139, 141, 142, 143.

Im Druck:

Heft 144, 145, 146, 147, 148.

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete

Im Druck:

Heft 16.

D. Archiv für Lagerstättenforschung

Im Druck:
Heft 54, 55, 56.

E. Weltmontanstatistik

Erscheint im Verlag von F. Enke, Stuttgart.

F. Jahrbuch

Erschienen:
Jahrgang 1931,
Jahrgang 1932 bis auf den amtlichen Teil, der erst nach Ablauf des Berichtsjahres ausgedruckt werden kann.

Im Druck:
Jahrgang 1933.

G. Sitzungsberichte

Erschienen:
Heft 7, Jahrgang 1932.

H. Mitteilungen aus den Laboratorien

Erschienen:
Heft 16, 17.

Im Druck:
Heft 18.

I. Arbeiten aus dem Institut für Paläobotanik

Erschienen:
Band 2, Heft 2.

Im Druck:
Band 3, Heft 1.

K. Beiträge zur physikalischen Erforschung der Erdrinde

Im Druck: Heft 6.

L. Geologische Übersichtskarte von Preußen und benachbarten Ländern 1:200 000

a) Im Farben- bzw. Grenzandruck:
Hirschberg, Marburg, Halberstadt, Bütow.
b) In Druckvorbereitung:
Frankfurt a. M.

M. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1:200 000 (2. Auflage)

Erschienen:
Bentheim—Osnabrück, Hannover, Koblenz, Köln, Siegen, Cochem—Malmedy.

In Vorbereitung:
Erkelenz.

N. Internationale Karten

a) Geologische Karte von Europa, 1 : 1 500 000, 2. Auflage:

Im Farbenandruck:

Blatt C 4, C 5, D 4, D 5.

In kartographischer Bearbeitung:

Blatt B 4, B 5.

b) Geologische Karte der Erde 1 : 5 000 000

Im Farbenandruck:

Blatt 62, 63, 68, 69.

In kartographischer Bearbeitung:

Blatt 56.

O. Sonstige Karten und Schriften

Erschienen:

a) Niederschrift über die Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalten des Deutschen Reiches und Österreichs 1932.
b) Heck, H.-L.: Das Grundwasser im Zusammenhang mit dem geologischen Bau Schleswig-Holsteins.
c) von Bülow, K.: Grundzüge der Geologie und Bodenkunde Pommerns.
d) Dienst, P., & Gothan, W.: Erster Nachtrag zur „Zusammenstellung der im Geologischen Landesmuseum in Berlin aufbewahrten Originale".
e) Paeckelmann, W.: Geologische Übersichtskarte des östlichen Sauerlandes.
f) Geologische Literatur Deutschlands 1930.

Im Druck:

a) Niederschrift über die Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalten Deutschlands 1932.
b) Geologische Literatur Deutschlands 1931.
c) Übersichtskarte der Umgebung von Göttingen 1 : 100 000 mit Erläuterungen.
d) Geologische Karte der Umgebung von Erfurt 1 : 25 000 mit Erläuterungen.
e) Geologisch-agronomische Karten der Umgebung von landwirtschaftlichen Lehranstalten 1 : 25 000; Liegnitz, Freren, Königsberg i. Nm., Deutsch-Krone.
f) Geologische Umgebungskarte des Annaberges 1 : 25 000 mit Erläuterungen.

H. Vertriebsstelle

Dr. Friederici

Verkauf der Karten und Schriften im Jahre 1932:

Spezialkarten 1 : 25000	3145	(im Vorjahr	2584)	Blätter
Übersichtskarten 1 : 200000	331	(„ „	421)	„
Abhandlungen	672	(„ „	633)	Hefte
Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete	4	(„ „	3)	„
Archiv für Lagerstättenforschung	155	(„ „	356)	„
Jahrbücher	165	(„ „	231)	Bände

Sonderdrucke	647	(im Vorjahr	582)	Hefte
Karte der nutzbaren Lagerstätten	122	(„ „	69)	Blätter
Gangkarte des Siegerlandes	1	(„ „	9)	„
Übersichtskarten (außer 1 : 200 00)	139	(„ „	3493)	„
Sonstige Karten	410	(„ „	165)	„
Sonstige Schriften	508	(„ „	509)	Exemplare

J. Bibliothek

Abt.-Direktor u. Prof. Dr. Weissermel, Bibl.-Insp. Regling

Die Bibliothek umfaßt zur Zeit rund 115 000 Bände und 22 500 Karten.

Bücherzugang:

Der Zuwachs im Rechnungsjahr 1932 betrug

Bände	2000
Karten	650
	2650.

Im Kauf wurden hiervon nur etwa 10 % erworben, da die Beschränkung der Mittel äußerste Sparsamkeit verlangte. Ein großer Teil der zur Verfügung stehenden Mittel mußte auf das Einbinden der Bücher und Zeitschriften verwendet werden, um die oft kostbaren Tafelwerke vor dem Verfall zu schützen. Um so erfreulicher ist es, daß es durch Erweiterung des Schriftenaustausches gelungen ist, die Bibliothek in diesem Jahre — im Gegensatz zu den vorhergehenden — um eine so erhebliche Zahl von Werken zu vermehren. Allerdings ist es nicht möglich, durch erhöhten Schriftenaustausch gerade diejenigen Lücken auszufüllen, die durch Einschränkung des Bücherkaufs entstehen, da viele Zeitschriften und Bücher im Austausch nicht erhältlich sind.

Als neue Austauschteilnehmer kamen hinzu:

Staats- und Universitätsbibliothek Hamburg,
Bundesdenkmalamt Wien,
Service Géologique du Royaume de Yougoslavie, Beograd,
Geological Survey Department of Tanganyika Territory, Dodoma,
Geological Survey of Uganda, Entebbe,
Natal Museum, Pietermaritzburg,
Services des Mines de Maroc, Rabat,
Geological Survey of Southern Rhodesia, Salisbury,
Bureau of Economic Geology, University of Texas, Austin,
American Museum of Natural History, New York.

Die Bemühungen, Einzelwerke von den Autoren oder Herausgebern im Austausch zu erhalten, hatten in diesem Jahre wieder besseren Erfolg. Auch Stiftungen — besonders von Sonderabdrucken — vermehrten in erfreulicher Weise den Bestand der Bibliothek.

Bücherkataloge:

Die Neueingänge von Büchern wurden in den alphabetischen, den systematischen und den Standortskatalog aufgenommen, die Zeitschriften in den Zeitschriftenkatalog.

Die Neuaufnahme der alten Bestände wurde, soweit es neben der Aufnahme der in diesem Jahr besonders zahlreichen Neueingänge möglich war, gefördert.

Kartenkatalog.

Die eingehenden Einzelkarten und Kartenwerke wurden katalogisiert und, mit Signaturen versehen, in die Kartensammlung eingeordnet. Außerdem wurden, wie bisher, die Neueingänge an Büchern und Zeitschriften nach geologischen und lagerstättenkundlichen Karten durchgesehen und diese ebenfalls katalogisiert. Diese Arbeit ist im Laufe der Jahre immer umfangreicher geworden, da das Beifügen von Karten zu Büchern und Zeitschriftenaufsätzen — vielleicht mit der Verbilligung der Reproduktionstechnik — sehr zugenommen hat. Auch bei der Neuaufnahme der alten Bücherbesände wurde die Katalogisierung der darin enthaltenen geologischen Karten durchgeführt.

So ist der Kartenkatalog bei

Literaturzusammenstellungen

in seinem jetzigen Ausbau, seinem Erfassen von sonst oft unbekannten und schwer auffindbaren Karten zu einem wichtigen bibliographischen Hilfsmittel und zu einer unentbehrlichen Ergänzung der Bücherkataloge geworden. Es konnte daher bei den häufigen Anfragen nach Literaturnachweisen auf schnellstem Wege reichstes Material zur Verfügung gestellt werden.

Ausleihverkehr

und Lesesaalbenutzung waren auch in diesem Jahre überaus rege. Die starken Einschränkungen des Bücher- und Zeitschriftenkaufs der letzten Jahre führen dazu, daß der Leihverkehr mit der Staatsbibliothek und anderen Bibliotheken ständig weiter ausgedehnt werden muß, um die eigenen Lücken auszugleichen. In diesem Jahre betrug die Zahl der Bestellungen allein bei der Staatsbibliothek 700, bei anderen hiesigen und auswärtigen Bibliotheken 150. Häufig waren hierzu, wenn es sich um die Ermittlung seltener Werke handelte, Umfragen bei einer ganzen Reihe von Bibliotheken notwendig; in zahlreichen Fällen wurde die Vermittlung des Auskunftsbüros der Deutschen Bibliotheken in Anspruch genommen.

Berlin, den 15. März 1933.

Preußische Geologische Landesanstalt

gez. **Krusch**

Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1933

Gebirgsland: Abteilungsdirektor u. Prof. Dr. Fliegel
Flachland: Abteilungsdirektor u. Prof. Dr. Wolff

Die im vorjährigen Bericht beklagte Kürzung der Mittel und insonderheit unseres Reisefonds wird sich im Berichtsjahre in einer weiteren Verkürzung der Feldtätigkeit auswirken, obwohl wir die Geldmittel durch strenge Beschränkung der wissenschaftlichen Dienstreisen in jeder Weise der Kartenaufnahme und den praktisch-geologischen Aufgaben dienstbar zu machen suchen. Leider lassen sich aber manche Dienstreisen und Übersichtsbegehungen nicht vermeiden, weil ohne Klärung gewisser stratigraphischer Fragen in den verschiedensten Gebieten die Kartierung nicht weiterkommen kann.

Die durch die Kürzung der Fonds notwendig gewordene Einschränkung im Druck und in der Veröffentlichung der Kartenblätter läßt es auch weiter zweckmäßig erscheinen, die Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200 000 stärker zu fördern als früher. Wir werden damit dem höchst unerfreulichen Zustande, daß von erheblichen Teilen des Staatsgebietes nicht einmal eine Übersichtskarte besteht, ein Ende machen. Dieser Mangel an geologischen Übersichtskarten wird besonders auch bei der Einleitung des großzügigen Siedlungswerkes im Osten beklagt. Und so haben wir uns entschlossen, in Übereinstimmung und Fühlung mit den maßgebenden Siedlungskreisen die Übersichtsaufnahme ganz besonders in Ostpreußen zu fördern; das Nähere hierüber siehe bei Provinz Ostpreußen.

Die hierdurch erforderliche, ungewöhnlich starke Belegung Ostpreußens mit Feldgeologen führt notgedrungen zu einer Einschränkung in einer Reihe anderer Provinzen, namentlich solchen des Flachlandes.

Indem wir auf die in den allgemeinen Abschnitten bei den einzelnen Provinzen besprochenen Ziele unserer Kartierung und praktisch geologischen Aufgaben verweisen, heben wir in dieser Übersicht nur folgende, allgemein bedeutungsvolle Aufgaben der geologischen Landeserforschung hervor:

Mit der im vorigen Jahre in Aussicht gestellten, gar nicht länger zu entbehrenden Neubearbeitung der seit vielen Jahren — infolge wachsender Bedeutung der Geologie — vergriffenen, älteren Blätter des Ruhr-Steinkohlenbeckens, fangen wir nunmehr an. Die tatkräftige und schnelle Neuaufnahme der ebenfalls vergriffenen Blätter zwischen Harz und Thüringer Wald ist durch die Entwicklung der Erdölaussichten besonders dringlich geworden.

Im Flachlande haben wir im vorigen Jahre eine nach den ersten Beurteilungen im Gelände durchaus erfolgreiche, bodenkundliche Probeaufnahme des

Meßtischblattes Hohenfinow durchgeführt. Zur weiteren Erprobung der Methode nehmen wir jetzt ein typisches Blatt in einem bodenkundlich, klimatisch und landwirtschaftlich völlig anders gearteten Bezirk (nordwestdeutscher Heidebezirk bei Soltau) auf; dadurch erweitern wir die Grundlagen für die Entscheidung über den künftigen Weg der Flachlandskartierung.

Durch die bodenkundliche Bearbeitung von Blatt Hohenfinow und durch bodenkundliche Spezialaufnahmen verschiedener Güter — darunter das Siedlungsgelände „Hohenzollern" im Kreise Schlawe, dessen Aufnahme auch bonitierungstechnisch ausgewertet ist — sind wir aber bereits in den Stand gesetzt, nun auch größere bodenkundliche Kartierungsarbeiten für Landwirtschaft, Siedlung und Landesplanung auszuführen, wenn solche im staatswirtschaftlichen oder privaten Interesse von uns verlangt werden.

Unsere vertraglichen Arbeiten in Mecklenburg-Strelitz ruhen auch in diesem Jahre, weil dem Lande die Mittel fehlen.

1. Rheinprovinz

An unseren Arbeitsgebieten in der Rheinprovinz ändert sich gegenüber den vergangenen Jahren nichts Wesentliches. Wir setzen die geologische Übersichtsaufnahme im Maßstab 1 : 200 000 einerseits im nördlichsten Teile der Provinz, Gegend von Cleve, andererseits in der Eifel fort. Die geologische Spezialkartierung betrifft das Bergische Land, die nördliche Eifel, das Land zwischen Siebengebirge und Westerwald und das Mittelrheingebiet. Dabei widmen wir uns besonders der Untersuchung der Lagerstätten, so bei Mechernich und Bensberg, auch außerhalb der Kartenaufnahme in jeder Weise. Das gilt auch vom Aachener, Erkelenzer und Niederrheinischen Steinkohlengebiet und der Verfolgung der geologischen Neuerscheinungen im Kölner Braunkohlenbergbau, wobei wir mit den Grubenverwaltungen eng zusammenarbeiten.

Unter den geologisch-technischen Beratungen sind auch weiterhin Fragen der Wasserversorgung und der Mineralquellen besonders bedeutsam.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Im Bergischen Lande beginnt Bezirksgeol. Dr. Schriel die geologische Aufnahme des Blattes Engelskirchen (67, 1)[1]). Das von ihm im vorigen Jahre begonnene Blatt Wahlscheid (66, 12) wird von Geol. Dr. Udluft weiterbearbeitet, der zugleich mit der Aufnahme des Unterdevons von Blatt Siegburg (66, 18) anfängt.

Im Gebiet östlich des Siebengebirges wird Blatt Altenkirchen (67, 20) von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Quiring und Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Burre fertiggestellt, wobei ersterer das Tonschiefergebiet südöstlich der Linie Puderbach—Oberwambach aufnimmt.

In der nördlichen Eifel wird das Blatt Monschau (65, 30) von Landesgeol. u. Prof. Wunstorf beendet. Dieser wird danach das Unterdevon der Blätter Mechernich (66, 26) und Münstereifel (66, 27) in Angriff nehmen. Im Mitteldevon dieser beiden Blätter arbeitet Landesgeol. u. Prof. Dr. Schmidt, dem die geologische Aufnahme der Kalkmulde von Sötenich übertragen ist.

---

[1]) Die Namen der als Dienstbezirk für die Aufnahmezeit bestimmten Meßtischblätter sind unterstrichen; 67, 1 = Gradabteilung 67, Blatt 1.

Im Mittelrheingebiet beendet Landesgeol. u. Prof. Dr. Fuchs das Blatt Kestert (67, 50) durch eine Schlußbegehung von höchstens 10 Tagen Dauer. Danach setzt er die Arbeiten auf Blatt Kisselbach (67, 56) fort und beginnt mit der Aufnahme des östlichen Teiles von Blatt Dommershausen (67, 49). Das Blatt Münstermaifeld (67, 43) wird von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Quiring weiterbearbeitet.

Blatt Bocholt (52, 8) siehe Provinz Westfalen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die geologische Übersichtskarte Cleve 1 : 200 000 wird im deutschen Anteil von Bergrat Isert fertig aufgenommen.

Die Übersichtsaufnahme auf Blatt Cochem 1 : 200 000 wird von Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün in dem Gebiet zwischen Mosel und Ahr, unbeschadet seines Dienstauftrages in der Provinz Hessen-Nassau, fortgeführt.

Die Tiefbohrkarte für das Niederrheinisch-Westfälische Steinkohlenbecken wird im Bereich der Blätter Crefeld und Wesel 1 : 100 000 durch Geol. Dr. Beyenburg weiterbearbeitet.

Am Südrande des Hohen Venns werden Landesgeol. u. Prof. Dr. Wunstorf und Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Quiring vergleichende Begehungen zur Klärung der Stratigraphie der Siegener Schichten während 3 Tagen ausführen.

In den Siegener Schichten nördlich der Sieg und im Gebiet von Remscheid—Solingen nimmt Bezirksgeol. Dr. Schriel Begehungen zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik vor; Dauer: 3 Wochen.

Im Unterdevonprofil zwischen Boppard—Kestert und Neuwied ist eine Begehung zur Klärung der Stratigraphie durch Landesgeol. u. Prof. Dr. Fuchs, Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Quiring und Bezirksgeol. Dr. Michels erforderlich.

Paläontologische Aufsammlungen in den devonischen Fischhorizonten des Rheinischen Schiefergebirges wird Landesgeol. u. Prof. Dr. Dienst während 3 Wochen ausführen.

Ebenso wird Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Weissermel 8 Tage auf die Aufsammlung von Korallen im Mitteldevon der Eifel verwenden.

Die praktisch geologische Beratung bei den Bergrutschen im Mittelrhein- und Moselgebiet wird nach Maßgabe der an uns herantretenden Anträge durch den Bezirksgeol. Dr. Michels ausgeführt.

Erdmagnetische Messungen werden, falls Zeit bleibt, durch Bezirksgeol. Prof. Dr. Reich am Südrande des Hunsrücks, nahe Kirn, im Anschluß an gleiche Untersuchungen am Taunus (siehe Hessen-Nassau) durchgeführt werden.

Die landwirtschaftliche Überarbeitung der Blätter Asbach, Altenkirchen, Dierdorf, Waldbreitbach, ferner der Blätter der Lieferung 339: Rheinberg, Dinslaken und Bottrop wird von Dipl.-Landw. Dr. Ihnen vorgenommen.

2. Hohenzollernsche Lande

3. Provinz Westfalen, Länder Lippe und Schaumburg-Lippe

Die geologische Übersichtskartierung wird im Bereich des Blattes Münster 1 : 200 000 weitergefördert, indem mehrere Herren einen Teil ihrer Aufnahmezeit darauf verwenden.

Bei der geologischen Spezialkartierung muß als besonders wichtig hervorgehoben werden, daß mit Blatt Witten die Bearbeitung der wegen des regen Interesses für unsere geologischen Arbeiten seit langem vergriffenen Blätter des westfälischen Steinkohlengebirges für die zweite Auflage beginnt. Wir beabsichtigen, gerade diese Arbeit in den nächsten Jahren mit allem Nachdruck zu fördern, um die große in dieser Hinsicht bestehende Lücke baldigst auszufüllen. Leider müssen wir die Arbeiten im Regierungsbezirk Minden aus Mangel an Arbeitskräften — der bisher dort beschäftigte Geologe wird dringend in Ostpreußen benötigt — vorübergehend unterbrechen.

Die neben der Kartierung herlaufenden Sonderaufgaben nehmen unsere Geologen in der Provinz Westfalen in außergewöhnlich großem Maße in Anspruch. Die zahlreichen neuen Aufschlüsse im Bergbau, bei Straßen- und Wasserbauten sowie bei Meliorierungen müssen verfolgt werden.

Einen besonderen Hinweis verdient die große, zum diesjährigen Aufnahmegebiet gehörige, jetzt wieder in Betrieb genommene Erzlagerstätte von Ramsbeck, wo wir zeitweise bis zu drei Geologen beschäftigen.

Die in den vergangenen Jahren im Maßstab 1 : 25 000 kartierten geologischen Blätter hoffen wir, nunmehr auch landwirtschaftlich, überarbeiten zu können.

Die wichtigen Arbeiten an der von der Industrie sehr begrüßten Tiefbohrkarte werden weiterbetrieben.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

An der Grenze gegen die nördliche Rheinprovinz setzt Bergrat Isert nach Erledigung seines Auftrages in der Rheinprovinz die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Bocholt (52, 8) fort.

Im westfälischen Steinkohlenbecken wird Blatt Lünen (53, 20) durch Geol. Dr. Beyenburg fortgesetzt, Blatt Witten (53, 31) für die Neuauflage durch Bergrat Dr. Stahl in Angriff genommen. Bei den Aufnahmen auf beiden Blättern wird Landesgeol. u. Prof. Dr. Bärtling mitwirken. Dieser wird außerdem die Flözkarten Dorsten (52, 22), Marl (52, 23) und Recklinghausen (52, 24) fertigstellen und mit der Bearbeitung der Flözkarten Waltrop (53, 19), Lünen (53, 20) und Hamm (53, 21) beginnen.

Am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges wird die geologische Aufnahme des Blattes Neheim (53, 34) durch Geol. Dr. Kühne abgeschlossen, der danach mit der Kartierung des Grauwackengebietes auf Blatt Balve (53, 40) anfängt. Das Devongebiet dieses Blattes wird von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Paeckelmann bearbeitet.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die geologische Übersichtsaufnahme auf Blatt Münster 1 : 200 000 wird zwischen Wiedenbrück, Beckum und Warendorf durch Geol. Dr. Udluft fortgesetzt, während Geol. Dr. Beyenburg das Gebiet zwischen Aschenberg und Beckum kartieren wird.

Auf dem Blatt Osnabrück 1 : 200 000 wird im westfälischen Anteil östlich der Ems die Übersichtsaufnahme von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Haack weitergeführt.

Die Spezialuntersuchung des Ramsbecker Erzgebietes wird in diesem Sommer weitergefördert. Dabei wird die geologische Spezialkartierung von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Paeckelmann fortgeführt, während die Grubenaufnahmen von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Behrend in 4 Wochen beendigt werden. Außerdem wird Geol. Dr. Fischer gefügekundliche Untersuchungen zur weiteren Klärung der Tektonik und der Lagerstättenverhältnisse vornehmen; Dauer der Geländearbeit bis 5 Tage.

Im Ruhrkohlengebiet werden die Bergbauaufschlüsse durch Landesgeol. u. Prof. Dr. Bärtling und Geol. Dr. Beyenburg regelmäßig verfolgt.

Die Neubauarbeiten für die zweite Fahrt des Dortmund-Emskanals und die Bauarbeiten der Lippe- und Emscher-Genossenschaft werden durch Landesgeol. u. Prof. Bärtling zusammen mit Geol. Dr. Udluft und Geol. Dr. Beyenburg nach Maßgabe des fortschreitenden Baues verfolgt. Ihnen liegen auch sonst die praktisch-geologischen Aufgaben der Speicherbecken und der Wasserversorgung ob, besonders auch in Zusammenarbeit mit dem Ruhrverband, dem Ruhrtalsperrenverein und den großen Wasserwerken des Industriegebietes.

Zugleich werden paläobotanische Untersuchungen von Bergrat Dr.-Ing. Gropp während einer Woche durchgeführt, während Dipl.-Berging. Dr.-Ing. Bode die von ihm begonnenen paläobotanischen Arbeiten und die Verfolgung von Aufschlüssen im Flözleeren während 3 Wochen fortsetzt. Eine Gruppe ausländischer Forscher wird bei paläobotanischen Studien im Kohlengebiet von Landesgeol. u. Prof. Dr. Gothan unter zeitweiliger Mitwirkung von Bergrat Dr.-Ing. Gropp während 14 Tagen geführt werden.

Eine fünftägige Übersichtsbegehung in der Umgebung von Balve wird Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Paeckelmann ausführen.

Gemeinsam mit Geol. Dr. Kühne führt Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Utescher während 3 Tagen Begehungen auf Blatt Neheim und Arnsberg-Nord aus, um weiteres Material zur Klärung der Beziehungen und zur Charakterisierung von Berglehmen und Löß zu sammeln.

Bezirksgeol. Dr. Seitz verwendet bis zu 3 Wochen auf vergleichende stratigraphische Studien in der Unteren Kreide des Teutoburger Waldes.

Biostratigraphische Aufsammlungen im Oberdevon und Unterkarbon des Blattes Balve wird Geol. Prof. Dr. Schindewolf vornehmen; Dauer 3 Wochen.

Die landwirtschaftliche Überarbeitung der Lieferung 341: Blätter Alme, Madfeld, Marsberg, Brilon, Adorf, Mengeringhausen ist dem Diplomlandw. Dr. Görz übertragen. Die gleichen Arbeiten wird Diplomlandwirt Dr. Ihnen für die Blätter der Lieferung 344 ausführen (Gronau, Ochtrup, Bentheim, Schüttorf). Ebenso werden die Blätter Dorsten, Marl, Recklinghausen, Waltrop, Lünen und Hamm von diesem überarbeitet.

4. Provinz Hessen-Nassau

In der Provinz Hessen-Nassau sind unsere Arbeiten wie bisher: Der Westerwald mit seiner Steinbruchsindustrie, das untere Lahn- und das Dillgebiet mit dem ausgedehnten Eisensteindistrikt, sowie der Ostrand des Schiefergebirges.

Große Bedeutung haben praktisch-geologische Aufgaben, besonders die Mitwirkung beim Schutz und der Erhaltung der Mineralquellen, so in Ems und Wildungen und in den Heilbädern am Taunusrande. Gerade auch in Kurorten, aber auch darüber hinaus, ist die Mitwirkung in Fragen der Wasserversorgung eine uns ständig beschäftigende bedeutsame Aufgabe.

Die geologische Kartenaufnahme soll in der Provinz erstmalig durch eine landwirtschaftliche Überarbeitung der Blätter des Westerwaldes nach der praktisch-landwirtschaftlichen Seite ergänzt werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Im Westerwalde wird Blatt Rennerod (67, 23) für die Neuauflage durch Bezirksgeol. Dr. Ahrens aufgenommen.

An der unteren Lahn wird die Neukartierung der Blätter Limburg (67, 41) und Kettenbach (67, 47) von Bezirksgeol. Dr. Michels weitergeführt, Blatt Idstein (67, 48) von Bezirksgeol. Dr. Ebert für die Neuauflage fertiggestellt, der danach auf Blatt Villmar (früher Eisenbach) (67, 42) übergeht.

Im Dillgebiet wird Blatt Dillenburg (67, 18) von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Kegel in der Neuaufnahme abgeschlossen. Dieser nimmt dann die Neukartierung des Paläozoikums von Blatt Herborn (67, 24) in Angriff. Die für die Kartierung unentbehrliche topographische Spezialaufnahme 1 : 10 000 bei Langenaubach (Bl. Dillenburg) wird von Top. Otto während 5 Wochen ausgeführt.

Am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges, im Kellerwald, wird das Blatt Gilserberg (68, 5) im Zechstein- und Triasgebiet vom Freiw. Mitarb. Prof. Dr. Blanckenhorn, das ältere Paläozoikum von Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün fertiggestellt. Dieser setzt außerdem die Neuaufnahme des Blattes Armsfeld (54, 59) fort und beginnt mit der Aufnahme des Blattes Bad Wildungen (54, 53).

Die Zechsteinkartierung auf Blatt Frankenberg (54, 57) wird von Landesgeol. u. Prof. Dr. Grupe abgeschlossen, während Bezirksgeol. Prof. Dr. Reich die Aufnahme des Kulmgebietes dieses Blattes fortsetzt.

Blatt Kestert (67, 50) siehe Rheinprovinz.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Eine Spezialgliederung der Basalte auf Blatt Mengerskirchen wird Bezirksgeol. Dr. Ahrens durchführen. Er wird außerdem zusammen mit Bezirksgeol. Dr. Michels auf Blatt Marienberg Begehungen zur einheitlichen Darstellung des Tertiärs unternehmen.

Im Rotliegenden der Wetterau ist zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse eine zweitägige Begehung durch Bezirksgeol. Dr. Michels und Geol. Dr. Kühne erforderlich.

Am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges schließt Landesgeol. u. Prof. Dr. Grupe seine im Interesse der Kartierung liegenden Zechsteinstudien ab; 5 Tage.

Erdmagnetische Messungen werden von Bezirksgeol. Dr. Ahrens im Westerwalde, von Bezirksgeol. Prof. Dr. Reich im Bereich des Vordevons am Taunusrande durchgeführt.

Die neuen Aufschlüsse im Eisensteinbergbau des Lahn- und Dillgebietes nimmt Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Kegel wahr. Dieser wird außerdem im Interesse seiner Kartierung in Hessen-Nassau während 5 Tagen eine vergleichende Begehung im Mitteldevon Thüringens ausführen.

Die Neuaufschlüsse und Wasserstollen am Südrande des Taunus werden von Bezirksgeol. Dr. Michels regelmäßig verfolgt.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Mestwerdt nimmt auch weiter an den Arbeiten der Quellenschutzkommission von Bad Ems teil. Er verwendet außerdem auf das Studium der Grundwasserverhältnisse im hessischen Buntsandstein 14 Tage.

Zur Aufsammlung und Bestimmung stratigraphisch wichtiger Pflanzenversteinerungen arbeitet Landesgeol. u. Prof. Dr. Gothan während kurzer Zeit gemeinsam mit Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün im Kellerwald.

Die Blätter Marienberg, Rennerod, Mengerskirchen, Westerburg und Hadamar werden hinsichtlich der landwirtschaftlichen Verhältnisse von Chem. Dr. Pfeffer überarbeitet werden.

5. Provinz Hannover, Länder Braunschweig, Oldenburg und Bremen

Zur geologischen Kartierung in den flachen Landesteilen, Ostfriesland, unteres Elb-Weser-Gebiet, weitere Umgebung von Hannover tritt im südlichsten Teil der Provinz die Neubearbeitung der Blätter des Sollings. Hier sind Untersuchungen über die Erdölhöffigkeit von Bedeutung, wie überhaupt in der Provinz Hannover die praktisch-geologischen Ziele unsere Arbeiten beherrschen. Wir erinnern an die Verfolgung der Erdölaufschlüsse im Heidegebiet des mittleren Provinzteiles (Erdölproduktionsgebiete von Nienhagen, Wietze, Eddesse, Oberg), zu denen mehrere von der Erdölindustrie neu in Angriff genommene Landesteile hinzukommen.

Fragen des Erzbergbaues sind auch weiter von Bedeutung im Oberharz, am Rammelsberg und beim Salzgitterer Eisensteinlager.

Der Einfluß des Mittellandkanals aufs Grundwasser spielt auch ferner eine Rolle, und wir dürften auch in Zukunft noch mit der Beratung der hierin zuständigen Staatsbehörden, zumal bei Streitfragen, beschäftigt sein.

Eine besondere Arbeit wird die bodenkundliche Aufnahme des Blattes Dorfmark darstellen, die nach der vorjährigen Versuchskartierung von Blatt Hohenfinow als Typenbeispiel für die altdiluvialen Böden des nordwestdeutschen Vegetations- und Kulturgebietes dienen soll.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

In Ostfriesland wird Freiw. Mitarb. Konrektor i. R. Wildvang das Blatt Neustadt-Gödens (22, 34) in seinem preußischen Anteil beenden und mit der Aufnahme des Blattes Remels (22, 39) beginnen.

Im unteren Elb-Weser-Gebiet werden die notwendigen Abschlußuntersuchungen auf den Blättern Köhlen (23, 22) und Bederkesa (23, 28) von Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Wolff in 10 Tagen ausgeführt.

Im Heidegebiet nördlich von Hannover wird Blatt Soltau (41, 4) vom Freiw. Mitarb. Prof. Dr. Schucht in Angriff genommen, Blatt Mellendorf (41, 27) von Geol. Dr. Beschoren fertiggestellt; dieser geht danach zur Aufnahme des Blattes Otternhagen (41, 26) über.

In der näheren Umgegend von Hannover beendet Landesgeol. u. Prof. Dr. Wiegers Blatt Pattensen (41, 45) und geht danach auf Blatt Isernhagen (41, 33) über. Die Aufnahme des Blattes Sarstedt (41, 46) wird von Geol. Dr. Bentz fortgesetzt.

Die bodenkundliche Aufnahme des Blattes Dorfmark (41, 3) wird von Bezirksgeol. Dr. von Bülow und Diplomlandwirt Dr. Görz ausgeführt.

In der südlichen Provinz wird die Neuaufnahme des Blattes Hardegsen (55, 21) durch Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Haack begonnen, die des Blattes Nörten (55, 22) durch Freiw. Mitarb. Prof. Dr. Stille fortgeführt. Außerdem wird Landesgeol. u. Prof. Dr. Grupe nach Beendigung seines Auftrages in Hessen-Nassau die Neuaufnahme des Blattes Alfeld (55, 3) in Angriff nehmen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Bezirksgeol. Dr. von Bülow kartiert Blatt Dorfmark im Zusammenhang mit der bodenkundlichen Aufnahme geologisch im Maßstab 1 : 100 000.

Die Juraaufschlüsse im oberen Allertal und im Harzvorlande werden zu Vergleichszwecken von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Haack und Geol. Dr. Bentz untersucht (1 Woche), die Bergbau- und Ziegeleiaufschlüsse bei Osnabrück und Hellern von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Haack verfolgt.

Die Verfolgung der Erdölbohrungen in Hannover und Nachbargebieten wird von Geol. Dr. Bentz vorgenommen. Dieser führt außerdem gemeinsam mit Bezirksgeol. Dr. Dienemann in der Gegend zwischen Minden, Niendorf und Diepholz während 10 Tagen Untersuchungen auf die Möglichkeit des Auftretens von Erdöl aus.

Die neuen Aufschlüsse im Bergbaugebiet des nördlichen Harzvorlandes werden von Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün laufend untersucht, die Schachtaufschlüsse bei Lautenthal von Bergrat Dr. Stahl, die Aufschlüsse am Mittellandkanal zwischen Braunschweig und Vorsfelde durch Bezirksgeol. Dr. Woldstedt verfolgt.

Bezirksgeol. Dr. Ebert führt geoelektrische Messungen zur Feststellung der Fortsetzung des Hilfe-Gottes-Ganges bei Grund im Harz aus; 3 Wochen. Ebenso nimmt er geoelektrische und radioaktive Untersuchungen im Nordfeld des Erdölgebietes von Eddesse während 4 Wochen vor.

Die erdmagnetische Übersichtsaufnahme nördlich der Aller bis zur Elbe wird von Bezirksgeol. Prof. Dr. Reich fortgesetzt; 4 Wochen.

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Barsch nimmt systematische Untersuchungen mittels der Drehwaage zur Feststellung der Untergrundstektonik und zur Aufsuchung von Salzhorsten im weiteren Bereich des Aller-Weser-Tales vor; 6 Wochen. Er legt außerdem einige Profile durch den Salzhorst von Wietze—Steinförde, um die Beziehungen zwischen der Erdölführung und dem Bau des Salzgebirges zu untersuchen; 8 Tage.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Gothan verwendet einige Tage auf Pflanzenaufsammlungen und paläobotanische Untersuchungen in der Sieber-Grauwacke von Herzberg im Harz zur Klärung der Stratigraphie.

Wegen der landwirtschaftlichen Überarbeitung der Blätter Bentheim, Schüttorf, Gronau, Ochtrup siehe Provinz Westfalen.

6. Provinz Schleswig-Holstein

Die notwendige Konzentration der Arbeitskräfte in Ostpreußen nötigt uns, die Spezialkartierung Schleswig-Holsteins in diesem Jahre lediglich durch einen Mitarbeiter fortführen zu lassen.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Die Arbeiten im östlichen Holstein auf Blatt Warder (25, 1) werden während etwa 5 Wochen vom Freiw. Mitarb. Geh. Bergrat Prof. Dr. Range fortgesetzt, der danach evtl. auf Blatt Segeberg (24, 6) übergeht.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die Bohraufschlüsse in der Provinz werden von Geol. Dr. Heck verfolgt.

7. Provinz Sachsen und Land Anhalt

Die im vorjährigen Arbeitsplan gegebene Begründung für unsere Arbeiten südlich vom Harz gilt auch weiter, nachdem die erste Erdölbohrung auf preußischem Gebiet bei Mühlhausen die weitere Entwicklung der Erdölerschließung in der Provinz erwarten läßt.

Die bergbaulichen Aufschlüsse und geologischen Fragen des Bergbaues werden unabhängig von der Kartierung auch sonst verfolgt. Besonders nennen wir das Braunkohlenbecken des Geiseltales und dasjenige von Bitterfeld.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Im Gebiet südlich vom Harz wird die Fertigstellung der Neuaufnahme von Blatt Mühlhausen (56, 43) von Geol. Dr. Schröder bewirkt werden. Er wird ferner die Neubearbeitung von Blatt Niederorschel (56, 37) fortführen und die des anschließenden Ostteiles von Blatt Dingelstedt (55, 42) beginnen. Die Arbeiten für die zweite Auflage des Blattes Gr.-Vargula (früher Tennstedt) (56, 51) werden von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Behrend weitergeführt.

Die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Freyburg a. Unstrut (57, 45) wird von Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Naumann nach Erledigung seines Auftrages in Thüringen fortgesetzt.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die Verfolgung der Bergbauaufschlüsse im Unterharz wird von Bezirksgeol. Dr. Dahlgrün vorgenommen.

Bergrat Dr.-Ing. Fulda untersucht während 3 Wochen die Aufschlüsse der Kaliwerke des Südharzgebietes.

Mit der Wahrnehmung der Erdölaufschlüsse im Gebiet zwischen Harz und Thüringer Wald sind die Geologen Dr. Bentz und Dr. Schröder beauftragt.

Die Aufschlüsse des Mittellandkanals im Bereich der Elbstrombauverwaltung (Kanalbauamt Öbisfelde) werden von Landesgeol. u. Prof. Dr. Wiegers verfolgt.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Picard nimmt auf dem Blatt Mühlberg eine Schlußbegehung von 5 Tagen vor und begeht während 3 Tagen die neuen Grubenaufschlüsse bei Bitterfeld.

8. Land Thüringen

Die geologische Kartenaufnahme in Thüringen geschieht auf Grund des seinerzeit zwischen Preußen und Thüringen geschlossenen Staatsvertrages.

Mit lebhaftem Interesse verfolgen wir dabei zugleich die Fortschritte in der Erschließung des Zechsteinuntergrundes rücksichtlich der Erdölfragen.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Auf die Revision des Blattes Eisenach-West (69, 6) für die Neuauflage verwendet Abt.-Leiter u. Prof. Dr. Naumann 14 Tage. Gleiche Revisionsarbeiten auf Blatt Eisenach-Ost (früher Wutha) (70, 1) werden durch den Freiw. Mitarb. Geh. Bergrat Prof. Dr. Zimmermann vorgenommen.

Im Thüringischen Schiefergebirge setzt Geol. Dr. von Gaertner die Neubearbeitung des Blattes Unterneubrunn (70, 28) fort.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Freiw. Mitarb. Geh. Bergrat Prof. Dr. Zimmermann wird nach Fertigstellung der ihm übertragenen Aufnahmen 1 : 25 000 die Bearbeitung des nördlichen Vorlandes des Thüringer Waldes für die Übersichtskarte Gotha 1 : 200 000 abschließen und danach für denselben Zweck im südlichen Vorland des Gebirges Übersichtsbegehungen ausführen.

In den ältesten Schichten des Thüringer Waldes bei Ruhla und Ilmenau wird Geol. Dr. von Gaertner eine Woche Begehungen zu Vergleichszwecken vornehmen. Er wird außerdem die neuen Aufschlüsse im tiefsten Silur des Blattes Blankenburg während 14 Tagen begehen.

9. Provinz Brandenburg und Stadtgemeinde Berlin

Im Berliner Stadtgebiet setzen wir die Neuaufnahme der Außenteile zugunsten einer umfassenden Baugrundkarte fort.

In der Provinz Brandenburg beschäftigt uns der Abschluß der Aufnahme des Lausitzer Braunkohlengebietes im Nordwesten sowie die Fortführung der Kartierung des ostmärkischen Saatzuchtgebietes.

Die Spezialaufnahmen um den wichtigen landwirtschaftlichen Forschungsmittelpunkt Landsberg a. d. Warthe müssen in diesem Jahre zugunsten der ostpreußischen ruhen. Dagegen setzen wir die Übersichtsaufnahmen 1 : 200 000 dort sowie im Spreewaldgebiet fort.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Im Groß-Berliner Gebiet werden die Arbeiten an der geologischen Neuaufnahme und an der Baugrundkarte fortgesetzt. Dabei wird Geol. Dr. Dietz Blatt Köpenick (45, 32), das Berliner Stadtgebiet des Blattes Bernau (45, 20) sowie des Blattes Königswusterhausen (45, 38) westlich der Dahme bis Zeuthen fertigstellen. Außerdem wird er die Stadtgebietsteile der veralteten und vergriffenen Blätter Potsdam-Nord (44, 35) und Dallgow-Döberitz (44, 29) in Angriff nehmen. Freiw. Mitarb. Prof. Dr. Kaunhowen kartiert die Stadtgebietsanteile des Blattes Königswusterhausen (45, 38) östlich der Dahme sowie der Blätter Wernsdorf (früher Alt-Hartmannsdorf) (45, 39) und Rüdersdorf (45, 23).

Im südlichen Brandenburg setzt Bergrat Zöller die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Fürstl. Drehna (59, 15) fort und geht danach evtl. auf Blatt Wendisch Drehna (59, 14) über.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Picard beendet Blatt Finsterwalde (59, 21), wobei während etwa einer Woche Bergrat Hoffmann mitwirkt.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Picard geht sodann auf die Blätter Jordan (47, 38) und Stentsch (47, 45) über; vgl. auch Grenzmark.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die Übersichtsaufnahmen auf dem Blatte Küstrin 1 : 200 000 werden von Bezirksgeol. Dr. Woldstedt nach Beendigung seines Dienstauftrages in Ostpreußen fortgesetzt.

Die Arbeiten an der Übersichtskarte Lübben 1 : 200 000 werden von Abt.-Dir. u. Prof. Dr. Schmierer während der halben Aufnahmeperiode gefördert werden.

Geol. Prof. Dr. Potonié wird in 14 Tagen die Grundaufnahme des Sakrower Sees 1 : 5000 beenden und Untersuchungen an Braunkohlenhölzern vornehmen (4 Tage).

Geol. Dr. Staesche verwendet bis zu 14 Tage auf die Aufsammlung von Wirbeltierresten im Diluvium der Mark und auf einige Aufsammlungen im dortigen Tertiär.

Geoelektrische Tiefenbestimmungen im Lausitzer Braunkohlengebiet werden von Bezirksgeol. Dr. Ebert vorgenommen.

Abt.-Leiter Bergrat Dr. Kohl setzt die erdmagnetischen Untersuchungen des Gebietes zwischen Kirchhain und Berlin fort; 4 bis 5 Wochen.

Bergrat Dr.-Ing. Kämmerer führt die gleichen Arbeiten zwischen 31°30′ und 32° durch.

10. Provinz Pommern

In Pommern können wir mit Rücksicht auf die Abgabe von Kräften für andere Flachlandgebiete in diesem Jahre die Spezialaufnahmen zunächst nur in der Stralsunder Gegend fortführen, wo uns auch das große technische Projekt des Rügendammes beschäftigt. Der Aufklärung des tieferen Untergrundes von Rügen werden weiterhin geophysikalische Untersuchungen gewidmet.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

In Vorpommern wird die Aufnahme des Blattes Stralsund (10, 41) während der halben Aufnahmeperiode von Geol. Dr. Biese fortgesetzt. Blatt Gr.-Elmenhorst (10, 47) wird von Geol. Dr. Stach beendet.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Mit der Bearbeitung der Übersichtskarte Neustettin 1 : 200 000 fährt Bezirksgeol. Dr. von Bülow fort.

Zur Klärung des Gebirgsbaues im Untergrunde der Insel Rügen in Verbindung mit der Frage nutzbarer Lagerstätten wird Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Barsch die Nordhälfte der Insel magnetisch vermessen; 8 bis 10 Tage.

11. Provinz Niederschlesien

Auch in der Provinz Schlesien laufen Übersichtskartierung im Maßstab 1 : 200 000, geologische Spezialaufnahme 1 : 25 000 und die Revision vergriffener Blätter nebeneinander her. In ersterer Hinsicht hoffen wir mit Blatt Liegnitz 1 : 200 000 wesentlich weiterzukommen und Blatt Schweidnitz 1 : 200 000 abzuschließen. Die Revision der vergriffenen Sudetenblätter zwischen Waldenburg und dem Isergebirge soll durch die von Blatt Landeshut zum Abschluß kommen.

Die bergbaulichen Aufschlüsse sowohl im Lausitzer Braunkohlengebiet wie im Waldenburger Steinkohlenbecken werden verfolgt, wobei in letzterem auf die paläobotanische und stratigraphische Erforschung der Schichtenfolge sowie auf die Ursachen der Inkohlung besonderer Wert gelegt wird.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Im Lausitzer Bergbaugebiet wird Blatt Mücka (60, 39) von Bergrat Hoffmann weiterbearbeitet.

Im Sudetenvorlande setzt Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg die geologische Aufnahme von Blatt Seidenberg (60, 59) fort. Ferner wird er das Blatt Landeshut (75, 17) zwecks Herausgabe der zweiten Auflage revidieren.

Im Eulengebirge fährt Geol. Dr. Fischer mit der Neuaufnahme von Blatt Langenbielau (76, 20) fort.

In der Grafschaft Glatz wird Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Meister Blatt Grunwald (76, 37) beenden und den kleinen deutschen Grenzanteil von Blatt Langenbrück (76, 43) aufnehmen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geologische Übersichtskartierungen für das Blatt Liegnitz 1 : 200 000 werden von Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg zwischen Liegnitz und Kaiserswaldau ausgeführt.

Geol. Dr. Fischer verwendet auf die Untersuchung neuer Aufschlüsse bei Landeck drei Wochen und führt einige kürzere Begehungen zwischen Glatz und Neurode aus.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Berg wird den Grenzanschluß des Blattes Naumburg an die Blätter Greifenberg und Lauban revidieren.

Neuaufschlüsse bei Glatz erfordern zur Klärung des verwickelten Gebirgsbaues die topographische Neuaufnahme des Roten Berges, die von Top. Otto während 4 Wochen durchgeführt wird.

Im Niederschlesischen Steinkohlenbecken macht Bergrat Dr.-Ing. Gropp unter teilweiser Mitwirkung von Landesgeol. u. Prof. Dr. Gothan und zum Teil gemeinsam mit Geol. Dr. Fischer Begehungen zur Klärung einiger Karbonvorkommen und zu Aufsammlungen in neuen Kulmaufschlüssen.

12. Provinz Oberschlesien

Die im vorjährigen Bericht durch die Siedlungsinteressen erforderlich gewordene Inangriffnahme der geologisch-agronomischen Kartenaufnahme im nördlichen Teile der Provinz rechts der Oder wird in der Gegend von Kreuzburg fortgesetzt werden. Auch sonst ist die Verteilung der Arbeitsgebiete unverändert.

Besonderer Wert soll daneben im Grenzgebiet auf die Förderung der Übersichtskarte Ratibor 1 : 200 000 gelegt werden. Die praktisch-geologischen Fragen und diesbezüglichen Beratungen im oberschlesischen Steinkohlen- und Blei-Zink-Erzgrubengebiet werden wie bisher bearbeitet.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Im Sudetenvorland wird Landesgeol. u. Prof. Dr. Behr, soweit nach der Übersichtskartierung auf Blatt Ratibor 1 : 200 000 Zeit bleibt, die Aufnahme des Blattes Neiße-Ost (77, 31) fortsetzen. Bezirksgeol. Dr. von zur Mühlen stellt die Blätter Ziegenhals (77, 37) und Arnoldsdorf (77, 43) fertig.

Im Gebiet der oberen Oder beendet Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Cramer Blatt Katscher (77, 59) und geht nach Erledigung der Übersichtsaufnahmen g. F. auf Blatt Buchenau (früher Nensa) (77, 54) über.

Im Norden der Provinz bearbeitet Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Assmann Blatt Kreuzburg (77, 6) weiter.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Von der Übersichtskarte Ratibor 1 : 200 000 wird der nordwestliche Teil (Blätter Friedland, Schelitz, Neustadt, Deutsch-Rasselwitz) von Landesgeol. u. Prof. Dr. Behr aufgenommen, der südliche Teil (Blätter Deutsch-Neukirch, Piltsch, Branitz, Bauerwitz, Sauerwitz und Tropplowitz) von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Cramer bearbeitet.

Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Assmann verwendet bis zu 10 Tagen auf die Verfolgung der Terrassen am Oderlauf von Groß-Döbern bis Krappitz.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Behr und Bezirksgeol. Dr. von zur Mühlen führen während 8 Tagen eine Untersuchung der Falkenberger Endmoräne und ihrer östlichen Fortsetzung, sowie der Diluvialbildungen am Sudetenrande östlich Neiße aus.

13. Provinz Grenzmark Posen-Westpreußen

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25 000

Die Aufnahme der Blätter Jordan (47, 38) und Stentsch (47, 45) wird von Landesgeol. u. Prof. Dr. Picard fortgesetzt; vgl. auch Provinz Brandenburg.

Das Blatt Schneidemühl (31, 51) wird unter besonderer Berücksichtigung des Plötzenseebeckens (Aufklärung des Grundwasseranstieges) von Bezirksgeol. u. Prof. Dr. Zimmermann weiterbearbeitet.

14. Provinz Ostpreußen

Um den außerordentlich dringlichen Kartierungsaufgaben in Ostpreußen, namentlich im Interesse der Siedlung gerecht zu werden, haben wir uns entschlossen, unter Einsatz aller dortigen Kräfte und Hinzuziehung von Geologen aus anderen Provinzen, den unkartierten Raum im Nordosten der Provinz für eine geologische Übersichtskarte unter Berücksichtigung bodenkundlicher Verhältnisse geschlossen zu bearbeiten. Unser Ziel ist, wenn möglich in zwei Jahren

eine geologische Übersichtskarte der ganzen Provinz i. M. 1 : 500 000 fertigzustellen. Angesichts dieser großen Aufgabe müssen die Spezialkartierungen in Ostpreußen in diesem Jahre ruhen.

Verteilung der Arbeiten

Den Bearbeitern der Übersichtskarte fallen folgende Meßtischblätter zu:

Geol. Dr. Heck	Ruß, Skirwieth, Spucken, Kallningken, Gr.-Lappienen, Gilge, Lauknen, Nemonien, Alt-Rinderort, Laukischken, Labiau, Szargillen.
Bergrat Hülsemann	Kaukehmen, Rucken, Neukirch, Heinrichswalde, Tilsit, Ragnit, Baltupönen, Wischwill, Schmalleningken, Osseningken, Jurgaitschen, Szillen, Langwethen, Budwethen, Lasdehnen, Tulpeningken, Wisborienen, Gr.-Skaisgirren, Aulawönen, Grünheide, Kraupischken, Rautenberg.
Bergrat Hausbrand	Postnicken (Ost), Lablacken, Gaymen, Gr.-Lindenau, Grünbaum, Domnau, Georgenau, Pr.-Eylau, Glommen, Schönbruch.
Bezirksgeol. Dr. Dienemann	Goldbach, Alt-Gertlauken, Tapiau, Wehlau, Gr.-Engelau, Paterswalde, Friedland, Allenburg, Gr.-Schönau, Gerdauen.
Geol. Dr. Geller	Gr.-Schirrau, Eszerninken, Puschdorf, Norkitten, Muldszen, Obehlischken, Klein-Gnie, Bokellen, Wandlacken, Nordenburg.
Bezirksgeol. Dr. Woldstedt	Gr.-Berschkallen, Nemischken, Insterburg, Karalene, Jänischken, Sodehnen, Jodlauken, Ballethen, Olschöwen, Gr.-Sobrost.
Geol. Dr. Hesemann	Stablacken, Mallwischken, Gerwischkehmen, Brakupönen, Nemmersdorf, Gumbinnen, Darkehmen, Praßlauken, Abschermeningken, Goldap.
Geol. Dr. Scharf	Schmilgen, Grumbkonsfelde, Schillehnen, Dwarischken, Kussen, Pillkallen, Sodargen, Kattenau, Stallupönen, Eydtkuhnen, Gr.-Trakehnen, Pillupönen, Gr.-Sodehnen, Schirwindt.
Landesgeol. u. Prof. Dr. Dammer	Tollmingkehmen, Mehlkehmen, Gr.-Kallweitschen, Groß-Rominten, Rominten, Szittkehmen, Gurnen, Dübeningken, Gollubien, Kowahlen, Mierunsken, Kukowen, Treuburg, Woynassen.

Sonstige, nicht bei den Provinzen angeführte Arbeiten

Im Interesse unseres Bohrarchivs werden wichtige Bohrergebnisse bei verschiedenen Bohrfirmen gesammelt werden.

Landesgeol. u. Prof. Dr. Schneider wird einige kurze Reisen zwecks Aufsammlung von Material für das Museum für angewandte Geologie ausführen.

Die Zusammenarbeit mit den anderen deutschen Geologischen Landesanstalten und die Angleichung der Kartendarstellung wird einige kürzere Dienstreisen über unser engeres Kartiergebiet hinaus erfordern.

Bodenkundlich wichtige Gebiete werden während 14 Tagen durch zwei Chemiker unter Führung der dort arbeitenden Geologen begangen werden.

Für die Gliederung des Diluviums wichtige Aufschlüsse vorgeschichtlicher Art werden von Landesgeol. u. Prof. Dr. Wiegers nach Bedarf untersucht werden.

Für das Grubensicherheitsamt setzt Dipl.-Berging. Dr.-Ing. Bode die Arbeiten über den Einfluß von Tektonik und Abbaudruck auf die Steinkohle fort. Ebenso führt er die begonnenen Kohlenstaubuntersuchungen weiter.

Abt.-Leiter Bergrat Dr. Kohl setzt in Zusammenarbeit mit den Laboratorien seine Arbeiten betr. den Schwermetallgehalt der Thermalquellen, der Gruben- und Aufbereitungswässer fort und führt die dazu notwendigen Reisen (bis zu 3 Wochen) aus.

Die Bearbeitung der Erzmonographien wird weiter gefördert: Bergrat Isert schließt die Arsen-Monographie ab, wozu noch Reisen von höchstens 14 Tagen erforderlich sind. Die Gold-Monographie wird von Bergrat Zöller in Angriff genommen. Bergrat Hülsemann setzt die Kupfer-Monographie fort, Bergrat Hoffmann übernimmt die Silber-Monographie. Bergrat Kästner beendet die Aufsammlung des Materials für die Schwefelkies-Monographie und führt nötigenfalls eine Dienstreise von wenigen Tagen aus.

Die Montanstatistik des Deutschen Reiches wird von Bergrat Kästner fortgesetzt.

Die Charakterblätter und Felderkarten werden von den Bergräten im Rahmen der vorhandenen Mittel und im Zusammenhang mit den sonstigen Dienstaufträgen weiterbearbeitet.

Bergrat Meisner fördert die dritte Folge der Weltmontanstatistik und wird dafür zwecks Ergänzung unseres bergwirtschaftlichen und statistischen Quellenmaterials seine Archivarbeiten im Hamburger Weltwirtschaftsarchiv und im Institut für Weltwirtschaft und Seeverkehr an der Universität Kiel während 2 Wochen fortsetzen.

Die laufende Erörterung bergwirtschaftlicher Zeitfragen geschieht in der Lagerstättenchronik durch Abt.-Leiter Bergrat Dr. Kohl, die Bergräte Meisner, Dr.-Ing. Gropp, Isert, Hausbrand, Dr.-Ing. Kämmerer, Kästner, Hoffmann und Hülsemann.

Berlin, den 15. März 1933.

Preußische Geologische Landesanstalt

gez. **Krusch**

Personal-Bestand
der Preußischen Geologischen Landesanstalt
am 31. März 1933

In den Ruhestand ist kraft Gesetzes getreten:
Vorsteher eines Zeichenbüros M. Pütz,

auf Antrag:
Kartograph Sange.

Ausgeschieden sind:
durch Tod:
Landesgeologe und Professor Dr. Hess von Wichdorff,
Vorsteher eines Zeichenbüros Hoffmann,
Bohrmeister Pätsch;

auf Antrag:
Kanzlist Theinert.

Es wurden ernannt:
Bezirksgeologe Dr. Burre zum Bezirksgeologen und Professor,
Chemiker Dr. Laage zum Chemiker und Professor,
Chemiker Dr. Trénel zum nichtbeamteten außerordentlichen Professor an der Landwirtschaftlichen Hochschule zu Berlin,
Kartographendiätar R. Pütz zum Kartographen,
Kartographenanwärter Reich zum Kartographendiätar,
Professor Dr. Correns in Rostock zum Freiwilligen Mitarbeiter,
Dr. Dahmer in Bad Soden a. Taunus zum Freiwilligen Mitarbeiter,
Bergrat Gropp wurde zum Dr.-Ing. promoviert.

Neu eingetreten sind:
Bergrat K. Platte,
Kartographenanwärter H. Olsen,
Kartographenanwärter E. Wendt,
Kanzleidiätar R. Strauchmann.

Demnach ergibt sich folgende Liste:

a) Präsident und Professor

P. Krusch, Dr. phil., Geh. Bergrat,
Mitglied des Beirats für das Vermessungswesen,
Vorsitzender des Prüfungsausschusses für die Geologen und für die Chemiker.

b) Abteilungsdirektoren und Professoren

G. Fliegel, Dr. phil., Ständiger Vertreter des Präsidenten, Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Gebirgslande.
W. Wolff, Dr. phil., Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Flachlande.
W. Weissermel, Dr. phil., Abt.-Dir. für die Sammlungen, a. o. Professor an der Technischen Hochschule.
Th. Schmierer, Dr. rer. nat., Abt.-Dir. für die Veröffentlichungen.
R. Loebe, Dr. phil., Abt.-Dir. für die Chemische Abteilung, a. o. Professor an der Technischen Hochschule.

c) Abteilungsleiter und Professoren

P. G. Krause, Dr. phil., Honorarprofessor an der Forstlichen Hochschule Eberswalde.
E. Heuseler, Dipl.-Ing., Chemiker.
K. Utescher, Dr. phil., Chemiker.
E. Naumann, Dr. phil.
H. Pfeiffer, Dr. phil., Chemiker.

d) Abteilungsleiter

E. Kohl, Dr. phil.

e) Landesgeologen und Professoren

W. Wunstorf, Dr. phil.
F. Wiegers, Dr. phil.
O. Schneider, Dr. phil.
B. Dammer, Dr. phil.
E. Picard, Dr. phil.
J. Behr, Dr. phil.
A. Fuchs, Dr. phil.
O. Grupe, Dr. phil., ordentlicher Beisitzer der Kaliberufungsstelle.
G. Berg, Dr. phil.
R. Bärtling, Dr. phil., a. o. Professor an der Technischen Hochschule.
W. Gothan, Dr. phil., Honorarprofessor an der Universität, a. o. Professor an der Technischen Hochschule.
A. Mestwerdt, Dr. phil., stellvertretender Beisitzer der Kaliberufungsstelle.
P. Dienst, Dr. phil.
E. Schmidt, Dr. phil.

f) Bezirksgeologen und Professoren

O. Barsch, Dr. phil.
R. Cramer, Dr. phil.
P. Assmann, Dr. phil.
W. Haack, Dr. phil.
E. Zimmermann, Dr. phil.
H. Quiring, Dr. phil. u. Dr.-Ing.
W. Paeckelmann, Dr. phil.
W. Kegel, Dr. phil.
F. Behrend, Dr. phil., Privatdozent an der Universität.
E. Meister, Dr. phil.
O. Burre, Dr. phil.

g) Bezirksgeologen

W. Dienemann, Dr. phil.
L. von zur Mühlen, Dr. phil., Privatdozent an der Technischen Hochschule.
P. Woldstedt, Dr. phil.
H. Reich, Dr. phil., nichtbeamteter a. o. Professor an der Techn. Hochschule.
O. Seitz, Dr. phil.
A. Ebert, Dr. phil.
W. Schriel, Dr. phil.
F. Dahlgrün, Dr. phil.
K. von Bülow, Dr. phil.
F. Michels, Dr. phil. nat.
W. Ahrens, Dr. phil.

h) Bergräte

A. Zöller.
M. Meisner.
E. Fulda, Dr.-Ing.
W. Gropp, Dr.-Ing.
A. Stahl, Dr. phil.
O. Kämmerer, Dr.-Ing.
P. Hülsemann.
J. Isert.
O. Hausbrand.
O. Kästner.
A. Hoffmann.
K. Platte.

i) Außerplanmäßige Geologen

F. Kühne, Dr. phil.
A. Bentz, Dr. rer. nat.
E. Stach, Dr. phil., Privatdozent an der Universität.
O. H. Schindewolf, Dr. phil., nichtbeamteter a. o. Professor.
R. Potonié, Dr. phil., Privatdozent an der Technischen Hochschule, nichtbeamteter a. o. Professor.
C. Dietz, Dr. phil.
E. Schroeder, Dr. phil.
W. Scharf, Dr. phil.
H. Udluft, Dr. phil. nat.
G. Fischer, Dr. phil., Privatdozent.
J. Hesemann, Dr.-Ing.
K. Staesche, Dr. rer. nat.
B. Beschoren, Dr. phil.
W. Biese, Dr. phil.
H.-L. Heck, Dr. phil.
E. Beyenburg, Dr. phil.
H.-R. von Gaertner, Dr. phil.
A. Geller, Dr. phil.

k) Diplomlandwirte

G. Görz, Dr. d. Landw.
K. Ihnen, Dr. phil. im Angestelltenverhältnis.

l) Wissenschaftlicher Angestellter im Institut für Paläobotanik

H. Bode, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur.

m) Freiwillige Mitarbeiter

M. Blanckenhorn, Dr. phil., Professor, Marburg.
C. Correns, Dr. phil., Professor, Direktor des Mineralogisch-Geologischen Instituts an der Universität Rostock.
G. Dahmer, Dr. phil., Bad Soden a. Taunus.
F. Deubel, Dr. phil., Landesgeologe der Thüringischen Geologischen Landesuntersuchung, Jena.
O. H. Erdmannsdörffer, Dr. phil., o. Prof. an der Universität Heidelberg.
R. Ganssen, Dr. phil., Abt.-Dir. u. Prof. i. R., a. o. Professor an der Technischen Hochschule.
F. Kaunhowen, Dr. phil., Landesgeologe und Professor i. R.
B. Kühn, Dr. phil., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. u. Prof. i. R., Honorarprofessor an der Technischen Hochschule.
P. Range, Dr. phil., Geh. Bergrat, Privatdozent an der Universität.
F. Schucht, Dr. phil., Direktor des Instituts für Geologie, Mineralogie und Bodenkunde an der Landw. Hochschule.
H. Stille, Dr. phil., o. Professor an der Universität Berlin.
D. Wildvang, Konrektor i. R., Emden.
E. Zimmermann, Dr. phil., Geh. Bergrat, Landesgeologe und Professor i. R.

n) Laboratorien

Vorsteher und Abteilungsleiter siehe vorstehend unter b) u. c).

α) Chemiker und Professoren

H. Wölbling, Dr. phil., a. o. Prof. an der Techn. Hochschule (beurlaubt).
C. Krug, Dr. phil., a. o. Prof. an der Techn. Hochschule (beurlaubt).
A. Laage, Dr. phil.
K. Stockfisch, Dr. phil.

β) Chemiker

H. Haller, Dr.-Ing.
K. Heykes, Dr. phil.
M. Trénel, Dr. phil., nichtbeamteter a. o. Professor an der Landw. Hochschule.

γ) außerplanmäßige Chemiker

W. Benade, Dr. phil.
J. Hellmers, Dr. phil.
R. Köhler, Dr. phil.
P. Pfeffer, Dr. d. Landw.

δ) Wissenschaftlicher Angestellter in den Laboratorien

A. Abel, Dr.-Ing., Chemiker.

o) Bücherei

E. Regling, Bibliotheksinspektorin.
G. Baensch, Bibliotheksobersekretärin.
H. Tübben, Bibliotheksobersekretärin.
K. Winckelmann, Bibliothekshilfsarbeiterin (Angestellte).

p) Verwaltungsbüros

E. Doering, Bergamtmann.

E. Müller, Rechnungsrevisor.
A. Heinrich, Rechnungsrevisor.
A. Bullerdiek, Bergverwaltungsinspektor.
C. Dreibholz, Bergverwaltungsinspektor.
F. Heinzmann, Bergverwaltungsinspektor.
C. Mahl, Bergobersekretär, Vorsteher der Registratur.
A. Biesel, Bergobersekretär.
H. Brandt, Bergobersekretär.

q) Kasse

W. Dahle, Bergoberrentmeister.
J. Rackwitz, Bergverwaltungsinspektor.
C. Müller, Kassengehilfin.

r) Kanzlei

R. Heewig, Kanzleisekretär, Vorsteher.
F. Thiem, Kanzlist.
F. Schwinge, Kanzlist.
R. Strauchmann, Kanzleidiätar.

s) Topograph

G. Otto.

t) Kartographenbüros

I. Für wissenschaftliche Veröffentlichungen

A. Schultze, Kartograph.
R. Pütz, Kartograph.

II. Für Gebirgslandaufnahmen

E. Breitkopf, Vorsteher.

W. Schwarz, Kartograph.
E. Geyer, „
E. Zimmermann, „
H. Menge, „
H. Reich, Kartograph.
H. Boltz, Kartographenanwärter.
H. Olsen, „

III. Für Flachlandsaufnahmen

F. Kuhne, Vorsteher.

G. Linke, Kartograph.
R. Schöndube, „
R. Fiedler, „
K. Wagemann, „
R. Granass, Kartograph.
H. Wethlow, „
E. Wendt, Kartographenanwärter.

IV. Für die Internationalen Kartenwerke

E. Breitkopf, Vorsteher f. Büro II.
G. Scholz, Kartograph.
B. Kloss. Kartographendiätar.

u) Hausdruckerei

W. Biese, Dr. phil., außerplanmäßiger Geologe, Leiter.

O. Lorenz, Drucker.

Im Angestelltenverhältnis:

P. Stein, Buchdruckmeister.
W. Ulrich, Drucker und Setzer.
M. Beier, Lithograph.
H. Winterfeld, Hilfslithograph.

Im Arbeiterverhältnis:

A. Witt, Druckereigehilfe.

v) Vertriebsstelle

Im Angestelltenverhältnis:

E. Friederici, Dr. phil., Leiter.

J. Vandam, Bürogehilfe.
R. Schlichting, Hilfsamtsgehilfe.

w) Sonstige Beamte (Amtsgehilfen usw.)

F. Neubauer, Oberpräparator.
H. Kretschmann, Amtsmeister.
F. Becker, Amtsmeister.
St. Dorsch, Obermaschinist.
W. Eckstein, Laborant.
R. Scholz, Hausinspektor.
H. Ebeling, Amtsgehilfe.
O. Barheine, Amtsgehilfe.
W. Krüger, „
A. Brassel, „ (Hauswart).
E. Pinke, „
P. Linde, „ (Hauswart).
F. Wruck, „
F. Eichenberg, „

x) Angestellte (soweit nicht bei den Abteilungen aufgeführt)

W. Pfundt, Registraturgehilfe.
H. Rostock, „
L. Staewen, Stenotypistin.
M. Zimmermann, Stenotypistin.
G. Brassel, Telephonistin.
R. Steingräber, Stenotypistin.
E. Schmidt, Laborant.
M. Tromm, „
J. Letto, Sammlungstechniker.
F. Figel, Modellmeister.

y) Arbeiter

P. Lorenz, Schmied.
K. Hilgert, Heizer.
F. Becker, Tischler.
O. Wagener, Maschinenschlosser.
P. Ingber I, Hilfsamtsgehilfe.
W. Heller, „
A. Wehner, „
W. Halle, Hilfsamtsgehilfe.
W. Schroeder, Hilfsamtsgehilfe.
A. Wilhelm, Kraftwagenführer.
A. Pfeiler, Hilfsamtsgehilfe.
G. Gehrke, Gärtner.
F. Zapf, Heizer u. Kraftwagenführer.
P. Ingber II, Wächter,

außerdem 11 Arbeiterinnen.

Im Berichtsjahre sind folgende Prüfungen abgelegt worden:

Prüfungen von Geologen:

Die 1. Prüfung, nach deren Bestehen die Bewerber das Recht haben, die Berufsbezeichnung „staatlich geprüfter Geologe“ zu führen, bestanden:

Dr. Ebert,
Dr. Jessen.

Korrespondenten der Geologischen Landesanstalt

Rheinprovinz und Bezirk Birkenfeld

Fischer, Bergrat, Essen, Bergschule, Gutenbergstr. 47.
Hamacher, Studienrat, Wuppertal-Barmen, Seydlitzstr. 9.
Imig, Rektor, Wülfrath, Rhld.
Lieser, Rektor i. R., Bad Kreuznach, Rüdesheimer Str. 119.
Löscher, W., Dr. phil., Oberstudiendirektor, Essen, Weyerstr. 3.
Paul, Henry, Essen, Dunckerstr. 78.
Spriestersbach, J., Dr. phil. h. c., Rektor, Remscheid-Reinshagen.
Weyland, Dr. Honorarprofessor für Paläobotanik a. d. Univ. Köln, Elberfeld, Nüllerstr. 139.
Zelter, W., Dr., Stadtbaumeister, Wuppertal-Barmen, Hesselnberg 56.

Provinz Westfalen

Althoff, W., Bielefeld, Wertherstr. 30.
Hezel, Dr., Studienrat, Herford, Stiftskamp 27.
Langewiesche, Prof., Dr. phil., Oberstudienrat, Bünde i. W., Herforder Str. 17.
Laurent, A., Konrektor, Dortmund, Hörde, Semerteichstr. 184.
Torley, Dr. med., Sanitätsrat, Iserlohn.

Provinz Hessen-Nassau

Haberland, Waisenhausinspektor a. D., Kassel, Oederrauer Str. 4.
Kleim, O., Konrektor, Kassel, Unterneustädter Kirchplatz 5.
Kräusel, Prof., Dr. phil., Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 24.
List, Landwirtschaftsschuldirektor, Ziegenhain, Bez. Kassel.
Lüstner, G., Prof. Dr., Geisenheim a. Rh.
Pagenstecher, Dr. med., Geh. Sanitätsrat, Wiesbaden, Taunusstraße.
Pusch, Redakteur, Bad Wildungen.
Schultz, Prof., Dr. phil., Kassel-Wilhelmshöhe, Nordhauser Str. 115.
Storp, Dr., Forstmeister, Arolsen.
Vonderau, J., Prof. Dr., Fulda, Waides 15.
Waldschmidt, Prof. Dr. phil., Bad Wildungen.
Wenz, W., Dr., Studienrat, Frankfurt a. M., Gwinnerstr. 19.

Provinz Hannover und Oldenburg

Bergmann, W., Dr.-Ing. h. c., Hüttendirektor, Groß-Ilsede i. Hann.
Bock, E., Oberingenieur, Groß-Bülten.
Brockmann, Chr., Lehrer, Wesermünde-Lehe, Rathenaustr. 3.
Fricke, A., Oberstudienrat, Hameln, Klütstr. 6.
Morich, H., Rektor i. R., Clausthal, Marktstr. 20.
Pfaffenberg, Lehrer, Vorwohlde b. Sulingen.

Preuss, Dr., Stadtschulrat, Senator, Osnabrück.
Schütte, H., Dr. h. c., Rektor i. R., Oldenburg i. O., Ziegelhofstr. 55.
Wagner, Dr., Diplomlandwirt, Hildesheim, Goschenstr. 36.
Wilkens, Dr., Oberstudienrat, Hannover, Sallstr. 31.

Braunschweig und Lippe

Ballerstedt, Prof. Dr., Bückeburg.
Grunewald, Studienrat, Salzuflen.
Käse, C., Kaufmann, Eschershausen, Krs. Holzminden, Raabestr. 162.

Provinz Schleswig-Holstein und Lübeck

König, Prof. Dr., Flensburg, Nerongsallee 12 a.
Kretschmann, G., Lehrer, Bramfeld b. Hamburg, Anderheitsallee 14.
van der Smissen, Dr., Landwirtschaftsrat, Kiel, Holstenstr. 106—108.
Struck, Prof. Dr., Lübeck, Ratzeburger Allee 14.

Provinz Sachsen

Bock, F., Lehrer, Dorf Emden, Krs. Neuhaldensleben.
Fromme, Dr., Apotheker, Magdeburg, Adelheidring 17.
Hansen, Dr., Tierarzt, Eilsleben, Bez. Magdeburg.
Henkel, L., Prof. Dr., Studienrat, Schulpforte, Krs. Naumburg (Saale).
Kretzschmar, L., Polizei-Oberlehrer, Magdeburg, Polizeipräsidium.
Landmann, O., Konrektor i. R., Stolberg i. Harz.
Lederbogen, W., Rektor i. R., Aschersleben, Walkmühlenweg 1.
Olzhausen, Rektor i. R., Salzwedel.
Schmidt, M., Prof. Dr., Direktor i. R., Quedlinburg, Bansistr. 5.
Schmidt, P., Mittelschullehrer, Harzgerode.
Wolterstorff, W., Dr., Museumskustos i. R., Magdeburg, Domplatz 5.
Wünschmann, K., Dr., Studienrat, Eisleben, Clingesteinstr. 10.
Zechlin, K., Apotheker, Salzwedel.

Land Thüringen und Anhalt

Auerbach, A., Rektor, Direktor des städt. Museums, Gera.
Bickel, W., Rechnungsrat, Schnepfenthal-Rödichen, Hauptstr. 7.
Borgstätte, O., Dr. phil., Landvermessungsrat, Bernburg, Moltkestr. 4.
Franke, A., Studienrat i. R., Arnstadt i. Thür., Stadtilmer Str. 1.
Georgi, Schleusingen.
Gimm, O., Lehrer, Elgersburg i. Thür.
Kirste, E., Rektor, Altenburg i. Thür., Roonstr. 1.
Klett, B., Mittelschullehrer, Mühlhausen i. Thür., Bahnhofstr. 17.
Knauer, A., Betriebsführer, Könitz i. Thür.
Kraus, H., Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur, Großkamsdorf b. Saalfeld (Thür.).
Krech, K., Dr., Studienrat, Jena, Saalstr. 21.
Kretschmer, E., Stadtarchivar, Gera (Reuß), Agnesstr. 15 II.
Löscher, K., Prof. Dr., Gera, Markt 5.
Lux, E., Oberlehrer, Ohrdruf.
Macht, A., Direktor der landwirtsch. Winterschule, Schleiz (Reuß).
Macht, L., Studienrat i. R., Pohlitz b. Greiz.
Meyer, H., Gaswerksinspektor, Saalfeld (Saale), Richterstr. 15.
Michael, P., Prof. Dr., Studienrat, Weimar, Kohlstr. 18.

Rathing, Apotheker, Leutenberg (Schwarzburg-Rudolstadt).
Schlegel, K., Dr., Lyzealdirektor, Greiz, Walderseestr. 13.
Weber, H., Dr., Studienrat, Eisenach, Barfüßerstr. 15.
Weiss, A., Dr., Hildburghausen, Schloßgasse 9 p.

Provinz Brandenburg

Bennhold, W., Direktor, Fürstenwalde (Spree), Sembritzkistr. 2.
Domnick, Pfarrer i. R., Werder (Havel), Fischerstr. 106 b.
Krahmann, M., Prof., Bergingenieur, Berlin W, Meinekestr. 8.
Krahn, Studienrat, Landsberg a. d. W., Kuhburger Str. 106.
Nickel, Prof. Dr., Frankfurt (Oder).
Roedel, H., Prof. Dr., Oberstudienrat i. R., Frankfurt (Oder), Sophienstr. 12.
Theumer, Th., Ober-Ingenieur, Senftenberg, Calauer Str. 6.
Weissermel, Geh. Regierungsrat, Berlin W, Geisbergstr. 23.

Provinz Pommern

Bannier, Dr. med., Stolp i. P.
Franke, K., Dr., Studienrat, Lauenburg i. P.
Gerlach, Rektor a. D., Leba, Pommern.
Sieberer, K., Dr., Studienrat, Stettin, Preußstr. 17.

Provinz Niederschlesien

Dittrich, Gerhard, Dr., Studienrat, Breslau 16, Reiherweg 16.
Dittrich, Gustav, Prof. Dr., Studienrat, Breslau 2, Gottschallstr. 7.
Göhr, F., Prof. Dr., Glatz, Gartenstr. 25.
Göldner, E., Konrektor, Liegnitz, Haagstr. 12.
Herzog, Dr., Nieder-Peilau, Schlössel, Krs. Reichenbach i. Schl.
Illner, F., Bergrat i. R., Görlitz, Moltkestr. 45.
Meyer, G., Prof. Dr., Oberstudienrat i. R., Görlitz, Reichenberger Str. 15.
Preuss, M., Prof., Breslau IX, Paulstr. 38.
Zimmermann, Fr., Bergschullehrer, Waldenburg-Altwasser (Schlesien).

Provinz Oberschlesien

Drescher, Major a. D., Beuthen, O.-S., Kantstr. 2.
Foerster, Prof. Dr., Studienrat, Gr.-Strehlitz.
Grundey, M., Oberlandmesser i. R., Museumsleiter, Gleiwitz, Friedrichstr. 1 a.

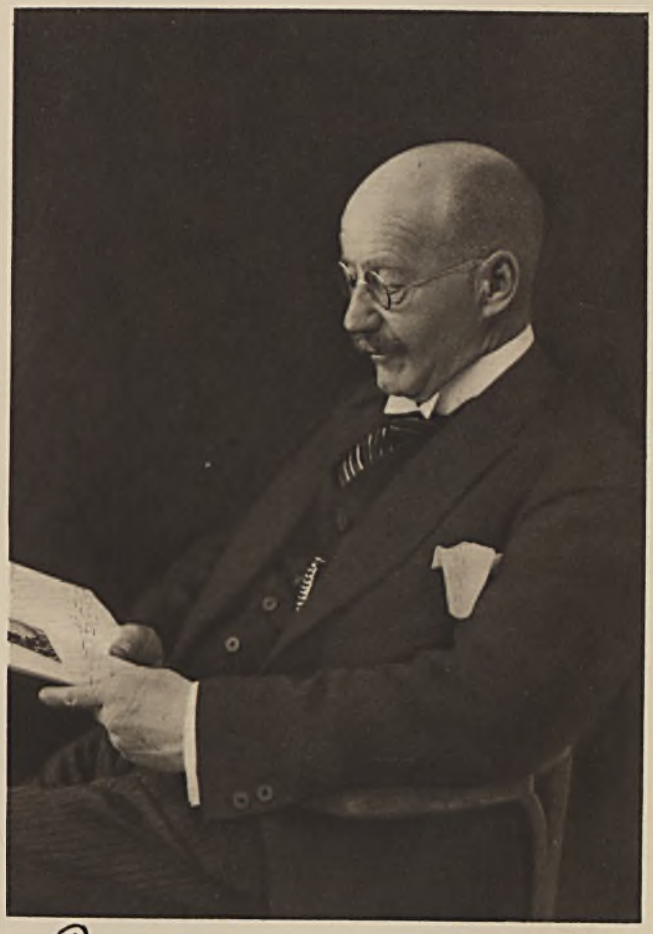
Provinz Ostpreußen

Abromeit, J., Univ.-Prof. Dr., Königsberg i. Pr., Goltz-Allee 28 a.
Lieck, R., Lehrer, Mertensdorf b. Braunsberg (Ostpr.).
Schmidt, A., Dr., Studiendirektor, Lötzen i. Pr., Markt 24.
Vogel, G., Prof., Studienrat i. R., Königsberg i. Pr., Ziegelstr. 14.

Übriges Deutschland und Ausland

Czygan, Studienrat, Leipzig, Möbiusstr. 13.
Seligo, Prof. Dr., Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpreuß. Fischereivereins, Danzig, Schwarzes Meer.
Scheu, Rittergutsbesitzer, Landesökonomierat, Heydekrug (Memelgebiet).
Weissermel, Landschaftsrat, Rittergutsbesitzer, Gr.-Krusyn, Krs. Strasburg (Brodnica).





Prof. Dr Hess von Wichdorff

Nachruf auf Hans Hess von Wichdorff

Von E. Zimmermann I, Berlin

Am 12. Dezember 1932 wurde der Landesgeologe und Professor Dr. Hans Curt Hess von Wichdorff aus der Mitte seiner Kollegen durch einen Tod abgerufen, wie ihn nach vollendeter Lebensarbeit sich niemand besser wünschen kann. Am Abende dieses Tages wollte der „Heimatbund Land Thüringen" in Berlin sein Weihnachtsfest feiern, und seine — sehr zahlreichen — Mitglieder erwarteten schon mit Freude, daß Hess von Wichdorff, ihr 2. Vorsitzender, auch diesmal, wie früher schon oft, den Abend durch eine unterhaltsame humorvolle Ansprache würzen würde. Er, der noch am selben Tage in der Geologischen Landesanstalt Dienst getan und auf dem Hinweg zum Festorte sich mit einem Bekannten munter unterhalten hatte, wurde plötzlich, beim Ablegen seines Mantels, von einer Ohnmacht befallen, aus der er nicht wieder erwachte: ein Herzschlag hatte ihn — für alle unerwartet und wohl auch von ihm selbst nicht vorgeahnt — im Alter von nur 55½ Jahren dahingerafft. Die Trauerkunde verbreitete sich — ein Beweis für weite Bekanntheit des Verstorbenen — so schnell, daß schon am nächsten Morgen einige Zeitungen ehrende Nachrufe brachten, und daß selbst der in Königsberg studierende Sohn aus diesen eher als durch unmittelbare Benachrichtigung den Tod des Vaters erfuhr.

Das Tragische für Hess von Wichdorff bestand darin, daß nach menschlichem Denken ihm noch eine Reihe von Jahren des Lebens und der Arbeit hätte zugemessen sein können, und er manche schon weit vorgeschrittene oder vorbereitete Arbeit nicht mehr vollenden konnte. — Zwar war er schon seit 1914 in mehreren Wintern von mehrtägigen Krankheiten, die als z. T. schwere Grippe gedeutet wurden, befallen worden und besonders hatten ihm die aufreibende Tätigkeit und die Entbehrungen während des Krieges in Masuren und an der Front in Litauen und Polen zugesetzt. Aber er gönnte sich niemals die zur vollen Ausheilung nötige Ruhe, sondern „stahl sich" in seiner Unermüdlichkeit immer wieder durch bis in frühe Morgenstunden fortgesetzte Nachtarbeit die Zeit, um nicht bloß seine amtlichen Aufgaben zu erledigen, sondern daneben auch noch zahlreiche kleine und größere Schriften zu verfassen, von denen manche ein Durcharbeiten gewaltiger Aktenstöße erforderte, und insbesondere auch seine Lieblingsschöpfung, den 1923 von ihm gegründeten Thüringischen Höhlenverein, zu leiten und zu fördern. So stellte sich auch eine Nervenüberreizung ein, die ihn 1927 zu einer vierwöchigen Kur im Solbad Salzungen zwang. Aber erst im Winter 1929 wurde bei einem neuen Anfall seine Erkrankung an Zucker richtig erkannt, so daß er im Sommer 1930 auf vier Wochen nach Neuenahr und zur Nachkur noch 14 Tage nach Bad Thal gehen mußte. Aber auch diese Erholungen ließ ihn sein rastloser Arbeitsdrang nicht voll genießen und ausnützen. Besonders bei Aufregungen, wie z. B. bei dem Tode seines Freundes G. Kossinna, oder bei Ärger über Mißdeutung seiner

Handlungen verstärkten sich die Krankheitszeichen immer wieder, wenn er auch mit leichtem Spott behauptete, der Ärger könne an seinen Humor nicht heran. Den letzten Krankheitsurlaub erhielt er im Januar 1932. Was der unmittelbare Anlaß zu dem Herzschlag war, der ihn dahinraffte, ist unbekannt.

Am 17. Dezember gaben ihm seine Kollegen und eine große Zahl von — zum Teil aus weiter Ferne — herbeigeeilten Freunden und Verehrern das Ehrengeleite nach seinem Grabe auf dem schönen Lichterfelder Parkfriedhof, wo dann nach einem warmen Nachruf seines Landsmannes, des Thüringer Bevollmächtigten Ministers Münzel, 1. Vorsitzenden des Vereins der Thüringer in Berlin, das thüringische Volkslied erklang, das er sich früher einmal als sein Grablied bestellt hatte: „Ach, wie ist's möglich dann, daß ich Dich lassen kann".

HANS CURT entstammte einer Thüringer Beamtenfamilie. Sein Vater hatte in Gotha ein kleines Besitztum und war Beamter der Gothaer Lebensversicherungsbank.

Hier in Gotha wurde HANS CURT am 29. August 1877 geboren. Im Elternhaus wurde ihm eine sorgfältige Erziehung zuteil, die sowohl auf tiefe Allgemeinbildung wie auf persönliche Anspruchslosigkeit und Bescheidenheit gerichtet war, was ihm bei seiner späteren, oft entsagungsvollen geologischen Tätigkeit im Felde zustatten kam. Er dankte seinen Eltern, die er später mindestens einmal im Jahre besuchte, indem er sie, als sie durch die Inflation ihr bescheidenes Vermögen verloren hatten, bis zu ihrem 1927 erfolgten Tode regelmäßig aus seinen ja auch nicht erheblichen Einnahmen unterstützte.

In Gotha, das, wie überhaupt die thüringischen Residenzstädte, ein nicht unbedeutender Kulturmittelpunkt und seit den Tagen des großen K. A. VON HOFF und HEINRICH CREDNER's von einer aura seminalis geologica durchweht war, besuchte er das Gymnasium Ernestinum, dessen strenge Erziehungsmethoden allerdings nur von geringem Einfluß auf sein späteres Lebenswerk waren; die meiste Anregung verdankte er hier dem guten Geschichtsunterricht des Professors MATTHIAS und den Chemie- und Physikstunden des Professors Dr. ROHRBACH. Viel stärker und für das ganze spätere Leben mitbestimmend wirkte auf den Jüngling der ausgezeichnete Heimatforscher CARL LERP, Kirchenrat und Superintendent in Gotha, und ein ehemaliger Kollege seines Vaters, der später als erfolgreicher Sammler von Versteinerungen im thüringischen Rotliegenden, Zechstein und Muschelkalk bekanntgewordene ALBIN LANGENHAN. LERP, der Vorstand der Gothaischen Geschichts- und Altertumsvereinigung war, zog den jungen HESS VON WICHDORFF in seine Kreise, weckte alle in diesem schlummernden, vom Großvater JOHANN SEBASTIAN HESS VON WICHDORFF vererbten historischen und heimatkundlichen Anlagen, machte ihn mit allen Zweigen der Heimatforschung und Heimatgeschichte bekannt, zog ihn zu vorgeschichtlichen Ausgrabungen zu und ließ ihn andere selbständig leiten. Diesem bestimmenden Einfluß LERP's ist es zuzuschreiben, daß von den späteren Schriften H. v. W.'s der Titel einer sehr großen Anzahl geradezu lauten konnte: „Beiträge zur Geschichte ..." und daß auch in den anderen Arbeiten überall an geeigneter Stelle geschichtliche Angaben und Abschweifungen eingeflochten sind. — Und LANGENHAN war zunächst dadurch richtunggebend, daß er dem Knaben, der schon für „Steine" begeistert war, eine kleine Steinsammlung schenkte, über die dieser sich sehr freute. Zu ihrer Weiterführung machte H. v. W. besonders in seinen letzten Schuljahren mit gleichgesinnten Freunden zahlreiche, übrigens auch des Jugendfrohmuts nicht ermangelnde Ausflüge in die geologisch und

paläontologisch so reiche und mannigfaltige nähere Umgebung von Gotha und in den Ferien weitere Wanderungen durch den nahen nordwestlichen und mittleren Thüringer Wald, nach dem Kyffhäuser, der Rhön und kroch schon damals in vielen Höhlen und in den mannigfaltigen Bergwerken des Thüringer Waldes herum; als Sekundaner durchforschte er schon eine Tropfsteinhöhle bei Thal am nordwestlichen Thüringer Wald und warb auf verschiedene Weise dafür, daß sie als Schauhöhle hergerichtet wurde; als solche wurde sie denn auch bald eröffnet und bildet seitdem ein vielbesuchtes Wanderziel. Er hat sie 1909 beschrieben (Nr. 19).

Ostern 1897 bestand H. v. W. in Gotha die Reifeprüfung und bezog dann die Universität Leipzig, der er 3¾ Jahre treu blieb. Hier studierte er alle Zweige der Naturwissenschaften einschließlich Mathematik, gelegentlich auch entferntere Fächer, und besonders eifrig hörte und arbeitete er bei seinem berühmten Landsmann Hermann Credner und bei dem ebenso bekannten Petrographen F. Zirkel und erfreute sich auch des anregenden gesellschaftlichen Verkehrs bei dem Physiker Wiedemann. Von Leipzig aus machte er weitere Studienreisen im Königreich Sachsen, in Nordböhmen und im südöstlichen Thüringer Wald. Hier sammelte er auch den Stoff zu seiner ersten Arbeit über das kontaktmetamorphe Oberdevon bei Weitisberga, die er schon als Student veröffentlichte, und zu seiner Doktordissertation über die dortigen Porphyrite.

Am 11. Februar 1901 bestand er in Leipzig die Doktorprüfung summa cum laude und konnte auf Grund dieser mit Hilfe ausgezeichneter Empfehlungen Zirkel's und Credner's schon am 1. April 1901, also kaum sechs Wochen später, als Geologe bei der damals in starkem Aufschwung befindlichen Königlichen Geologischen Landesanstalt zu Berlin eintreten, womit sein sehnlichster Wunsch in Erfüllung ging.

Dieser Anstalt hat er bis an sein Ende treu gedient. Hier wurde er am 1. Juli 1911 zum Bezirksgeologen, am 17. September 1925 zum Landesgeologen und Professor ernannt.

Hess von Wichdorff's gesamte amtliche Tätigkeit bei der Geologischen Landesanstalt hat sich im Flachlande, zumeist in Ostpreußen, abgespielt. Aber seine Urlaubszeiten hat er fast ausnahms- und restlos in seinem geliebten Heimatlande Thüringen zugebracht, wo insbesondere Bergwerke und Höhlen seinem Forscherdrang ganz andere Fragen zur Beantwortung darboten und seinem Geist die erwünschte Abwechslung ermöglichten.

Auf das, was er hier in Thüringen getan und geleistet hat, sei zunächst eingegangen. Auf ein thüringisches Gebiet bezieht sich zunächst schon seine obengenannte Dissertation (Nr. 2) über die Porphyrite des südöstlichen Thüringer Waldes (1901). Er greift darin nur einige Typen heraus, insbesondere die Pyroxenhornblendeporphyrite, und beschreibt unter ihren fremden Einschlüssen einige, die er für doppeltkontaktmetamorph erklärt. Diese für ihre Zeit recht wertvolle Arbeit genügt indessen dem gegenwärtigen Stand der Wissenschaft nicht mehr, zumal sie auf die chemische Zusammensetzung nicht eingeht.

Da H. v. W. Zirkel als einen seiner Hauptlehrer betrachtet, sollte man vermuten, daß er auch in späterer Zeit öfter petrographische und mineralogische Untersuchungen ausgeführt hätte. Das trifft aber nur in geringem Maße zu. Petrographisch sind nur noch die Arbeit über die kontaktmetamorphen

Oberdevonkalke des Sormitztales, insbesondere am Hennberg bei Weitisberga und an der Goldkuppe bei Leutenberg (1904 u. 1909) (Nr. 3 u. 16), sowie über die Drusenmineralien im Granitporphyr von Beucha (1906, Nr. 7). In der erstgenannten Arbeit beschreibt er die recht verschiedene Art der Kontaktwirkung an den verschiedenen Fundstellen und Einzelschichten; von besonderem Reiz ist die Umwandlung von Kalkknoten in derben Kies, den er als Magnetkies glaubt bestimmen zu können. Als später (1912) das Weitisbergaer Vorkommen durch einen neuen Stollen noch frischer aufgeschlossen wurde, wobei sich eine andere Erzführung, nämlich von Bleiglanz und Zinkblende, ergab, ist er auf eine genaue petrographische Untersuchung nicht wieder eingegangen. Bei Beschreibung der Mineralien in den Drusen von Beucha, die er übrigens mit den von Hch. Credner aus dem Porphyr von Halle beschriebenen vergleicht, ahnte er bereits, daß es sich in beiden Fällen nicht um „sekundäre Bildungen" (vadoser Entstehung) handelt, sondern um „andere Vorgänge", die wir jetzt wohl hydrothermale nennen würden. — Außerdem wurde er noch zu einer Untersuchung der von Dathe in Schlesien gesammelten Amphibolite herangezogen; die mikroskopische Petrographie entsprach aber offenbar nicht seinen besonderen Neigungen.

Mehr Aufmerksamkeit schenkte er den Mineralien, die er hauptsächlich auf seinen alljährlich nach Thüringen gerichteten Urlaubsreisen entdeckt hatte. Auf seine Leipziger Zeit geht noch eine Arbeit über alunitähnliche Kaolinitknollen im Oligozän von Leipzig (Nr. 13, 1907) zurück. Zwei Arbeiten (Nr. 11 und 31, 1907 und 1912) behandeln weiße seidenglänzende Nadelaggregate, die aus Felswänden von Alaunschiefern ausblühen und die er als einen aus Deutschland bisher noch nicht bekannten Magnesia-Alaun, Pickeringit, erkannte. Weiter stellte er fest, daß die bisher ihrer Natur nach nicht sicher bekannten großen, sog. Kieskälber im Dachschiefer der Gegend von Lehesten und Probstzella manganreiche Toneisenstein- (Sphärosiderit-) Konkretionen sind, wobei er aber die in ihnen als schöne Würfel zahlreich eingeschlossenen Pyrite irrtümlich (statt des staubförmig im Schiefer enthaltenen Schwefelkieses) verantwortlich macht für den reichlichen und schädlichen Sulfatgehalt der aus den Schieferhalden abfließenden Bäche (Nr. 23 u. 78, 1910 u. 1927). Die in denselben „Kieskälbern" gelegentlich auftretenden weißen kaolinähnlichen Knollen und die ebendarin auf septarienartigen Klüften zusammen mit Kalkspat und Pyrit ausgeschiedenen anthrazitähnlichen Massen hat er zwar beobachtet und reichlich zur näheren Untersuchung gesammelt (erstere hat er auf seinen Beizetteln als Zimmermannit, letztere als Schungit bezeichnet), aber nicht weiter beschrieben.

Ganz besonders aber hat er sich mit jenen sulfatischen, arseniatischen, phosphatischen und silikatischen kolloidalen noch heute sich bildenden Ausscheidungen aus den silurischen und kulmischen Alaunschiefern alter Alaun- und Vitriolbergwerke bei Garnsdorf und Fischersdorf unweit Saalfeld beschäftigt. Ihre Buntfarbigkeit, ihre ganz eigenartigen stalaktitischen und stalagmitischen Formen und die Möglichkeit und Bequemlichkeit, ihren Bildungsvorgang zu beobachten, entzückten ihn schon bei der ersten, 1910 aus bergbaugeschichtlichem Grunde unternommenen und noch sehr beschwerlichen Befahrung dieser längst eingegangenen Bergwerke derartig, daß er sich die größte Mühe gab, einen geldkräftigen Mann zu finden, der diese Grotten (er benannte die einen Feengrotten, die andere Hubertushöhle) als Schauhöhlen der allgemeinen Besichtigung zugänglich machte. Zu Pfingsten 1914 konnten denn auch die Feengrotten eröffnet werden und haben seitdem mit Recht einen unermeß-

lichen Besucherstrom auf sich gelenkt. H. v. W. hat durch seine erste Anregung, durch dauernde Beratung bei der Erschließung, durch zugkräftige Benennung der einzelnen Grottenteile und durch mehrere Vorträge, Prospekte, Führer und Werbeschriften (Nrn. 28, 29, 47 u. 48, 1911, 1914) zu diesem Erfolge den wesentlichsten Beitrag geliefert. Eine wissenschaftliche Beschreibung der Feengrotten-Mineralien (Diadochit, Orthodiadochit, Pissophan, Pittizit, Bergbutter, Allophan, zu denen auch noch Eisen- und Kupfervitriol kommen) hat er übrigens nicht gegeben, nur einige im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt auf seine Veranlassung gefertigte Analysen in die genannten Schriften eingefügt.

Seiner schon bei der Entdeckung der Thaler Tropfsteinhöhle bekundeten Schülerneigung treu bleibend, erforschte er auch späterhin die Thüringer (ja leider meist stilliegenden) Bergwerke, und das führte ihn einerseits zur Abzweigung eines besonderen, ihn mit den Jahren immer mehr ergreifenden Arbeitsgebietes, der Höhlenforschung, andererseits erkannte er aus seiner historisch geschulten Veranlagung heraus, daß die wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung einer Mineral- oder Erzlagerstätte allein aus ihren gegenwärtigen Aufschlüssen heraus, die eben oft nur ein zufälliges Momentbild darstellten, nicht voll erkannt werden können, sondern daß man auch die vergangenen Aufschlüsse und ihre Ergebnisse, d. h. die alten, darüber vorhandenen Akten zu Rate ziehen müsse. (Er wies z. B. auf die dadurch mögliche Erkennung primärer und sekundärer Teufenunterschiede hin.)

In dieser Hinsicht hat H. v. W. also eine ganz neue Forschungsmethode eingeschlagen, die er „historische Befahrung" benannte, und hat dabei, obwohl er sich im wesentlichen auf Thüringen beschränkte, mit einer erstaunlichen Unermüdlichkeit tausende mittelalterlicher Aktenbände in den verschiedensten thüringischen und auswärtigen Archiven aufgestöbert, systematisch inventarisiert, geographisch geordnet, sich in dem oft schwierigen Entziffern und im Stilverständnis mittelalterlicher und späterer Urkunden und Befahrungsberichte eine bewunderungswürdige Fertigkeit angeeignet und dann lange wort- und buchstabengetreue Abschriften, Auszüge und Rißabzeichnungen angefertigt, wobei er von den Akten eines Bergwerkes oft — nach Art von Schneeballbriefen — auf die von anderen Werken hingewiesen wurde und er zu einer umfassenden Übersicht gelangte, eine Arbeit, die, wie er selbst zugibt, „im Verhältnis zum schließlichen Gewinn vielfach zu zeitraubend ist". Er wies dabei nebenher auf die oft recht eigenartige Verschleppung der Akten in fremde Archive hin (z. B. solcher über die Kongsberger Zechen in Norwegen und der ältesten Harzer Grubenkarten nach Dresden, von Joachimsthaler Akten nach Sondershausen). — Von dem so gesammelten außerordentlich reichen Material hat er erst einen Teil veröffentlichen können, weitere Abhandlungen (über die Silber-, Kupfer-, Blei-, Eisen- und Manganerz-Lagerstätten) geplant. Die wichtigste, umfangreichste und mit Tafeln und Bildern hervorragend ausgestattete ist die hinten im Schriftenverzeichnis unter Nr. 46 aufgeführte „Geschichte des Thüringer Bergbaus. 1. Teil: Die Goldvorkommen des Thüringer und Frankenwaldes. 1914". Andere behandeln in ähnlicher Weise den Antimonbergbau bei Schleiz und Greiz, den Alaun- und Vitriolbergbau bei Saalfeld, den Steinkohlenbergbau bei Manebach[1]), den Zinnbergbau bei Ölsnitz im Vogt-

[1]) Diese Arbeit erweitert in hohem Maße unsere Kenntnis des dortigen Rotliegenden.

lande[2]), das Lettenkohlenbergwerk bei Kl.-Fahnern unweit Gotha, und ein nicht veröffentlichtes ausführliches Gutachten über den Haussachsener Gang bei Saalfeld. In dem „Goldbuche" gibt er auch faksimilierte Abbildungen alter Akten, aus denen man die Schwierigkeit der Handschriftendeutung erkennen kann, über Manebach hat er sogar ein ganzes kleines Büchlein aus 1695 faksimiliert wiedergeben lassen (Nrn. 21, 10, 77, 57, 70 und 12).

Im „Goldbuche" stellt er in der Einleitung seine archivalische Forschungsmethode dar und gibt als Beispiel, worauf eine Geschichte etwa des ehemaligen Kupfer- und Silberbergwerks Ilmenau zu begründen wäre, eine 31 Nummern umfassende Liste alter Urkunden und von sieben jüngeren Druckschriften. In der Hauptsache behandelt er die Goldseifen und die — zumeist erst von ihm selbst auf Grund der Akten in der Natur aufgefundenen, vorher unbekannten Reste des mittelalterlichen Goldbergbaues von Steinheid, Reichmannsdorf, Goldistal, ferner die aus dem Schwarza-, Lemnitz-, Saale-, Elster- und Göltzschtale, gibt davon Listen und Karten über Lage und Namen der Zechen und Seifen, beschreibt das Vorkommen des Goldes in den Rhizoden (schmalen, meist nur wenige Zentimeter starken, aber schwarmweise gehäuften, der Schichtung meist parallelen Quarzgängen) und gibt deren kennzeichnende Merkmale und Begleitmineralien (unter denen aber der von ihm selbst aufgefundene Rutil vergessen ist); er schildert die Tätigkeit, aber auch die Fehler der alten Bergvögte und die alten Gewinnungsweisen und kritisiert die Ursachen der wechselnden Ausbeute; viele Seiten sind freilich auch dem ewigen Streit um die Besitz- und Abbaurechte geopfert. Auch die Wiederaufnahmeversuche der neueren Zeit und die Goldspuren in anderen thüringischen Erzlagerstätten (insbesondere in den erst von ihm selbst aufgefundenen Arsenkiesgängen bei Gahma und Ruhla) werden behandelt. — Wenn Hess von Wichdorff auch selbst überall die gefundene Geringfügigkeit der Erzgehalte und die geringe Ausdehnung der Einzelvorkommen hervorhebt, so muß man am Schluß doch sagen, daß sein ganzer Optimismus und Idealismus, seine historische Veranlagung und sein unermüdlicher Fleiß dazu gehörten, diesem Gegenstande eine solch umfangreiche Arbeit zu widmen; womit aber der Wert ihrer Ergebnisse nicht verkleinert werden soll.

Seine Archivstudien betr. den alten Goldbergbau in Thüringen waren es, die ihn auch auf den früher in Thüringen sehr bedeutungsvollen Alaunschieferabbau hinwiesen und ihn veranlaßten, die bedeutendsten dieser Abbaue, die sich bei Saalfeld befanden, selbst zu besichtigen, und hierbei geschah es, daß er die oben schon geschilderte, ganz rezent gebildete und sich weiter bildende Wunderwelt der Feengrotten und Hubertushöhlen entdeckte. Und dieser Umstand wieder sowie die Erinnerung an die Thaler Höhle und das erfreuliche Ergebnis ihrer Erschließung als Schauhöhlen führten dazu, daß er sich der Höhlenforschung in Thüringen immer mehr hingab.

Nachdem er schon 1896 bei der Untersuchung und Erschließung der Thaler Höhle sich Erfahrungen in der Entdeckung weiterer Höhlen und in der Höhlentechnik überhaupt gesammelt hatte, machte er im Frühjahr 1913 und ebenso wieder 1914 eine Erkundungsreise in Thüringen, um einen Überblick über die Höhlenvorkommen zu gewinnen, und hielt in den Wintern 1912—1914 kleine Vorlesungen an der Humboldt-Akademie über allgemeine Geologie und über

[2]) Gerade am Beispiel von Ölsnitz zeigt er, wie erst „kritische archivalische exakte Forschungen" vor schweren Irrtümern schützen können. Daß die dortigen Bergwerke ursprünglich auf Zinn gerichtet waren, war ganz in Vergessenheit geraten. Sie bringen einen beachtlichen Beweis für primäre Teufenunterschiede.

Höhlenkunde, die allerdings durch den Weltkrieg abgebrochen und danach nicht wieder aufgenommen wurden. Nach dem Kriege veröffentlichte er zuerst wieder 1920 eine Höhlenarbeit (Nr. 59), in der er auf eine ganz neue Bedeutung der Höhlenkunde hinweisen konnte: in einer sehr hoch über dem Hörseltal gelegenen Höhle, dem Backofenloch im Zechsteinriff des frei aufragenden Wartberges bei Thal, fand er Flußgerölle von Buntsandstein, die durch eine Schlotte von oben her eingeschwemmt waren, und die Erosionskehlen, die das einstrudelnde Wasser erzeugt hatte. Das wies auf einen alten, längst verschwundenen, aus dem Thüringer Wald kommenden Fluß hin. Weitere Spuren eines ebensolchen — vielleicht desselben — Flusses erkannte er in zerstreuten Porphyrgeröllen in der Umgebung der ebenfalls sehr hoch über der Hörsel gelegenen und Ausstrudelungsrinnen zeigenden Venushöhle wieder; da die Hörsel aber jetzt alle dortigen Thüringerwaldflüsse quer abfängt, so ergibt sich für jene alten Zeiten (altdiluvial oder tertiär), in denen die genannten Gerölle abgelagert wurden, ein ganz anderes Gewässernetz und außerdem eine ganz gewaltige Tiefenerosion der heutigen Hörsel, von etwa 195 Metern. Auch aus anderen — allerdings sehr tief gelegenen — Flußschottern in Höhlen (in der Thaler Höhle und in ihrer Nähe sowie in der Altensteiner Höhle) konnte er auf stattgefundene Flußverlegungen schließen. Solche wurden bestätigt durch spätere Beobachtungen in der 1928 neben der Venushöhle aufgefundenen Tannhäuserhöhle auf dem Hörselberg, wo wiederum Thüringerwaldgesteine als Gerölle, sowie in Menge Bohnerzknollen und ein Zahn des tertiären *Rhinoceros schleiermacheri* gefunden wurden, die das hohe Alter jener Höhlen und Gerölle noch weiter festlegten.

Anfang März 1923 gelang es den unermüdlichen Bemühungen Hess von Wichdorff's in Verbindung mit seinem Freunde, dem Vorgeschichtsforscher Alfred Götze, die „Mitteldeutsche Vereinigung für Höhlenkunde und Höhlenforschung" ins Leben zu rufen mit Ortsgruppen in Eisenach, Sonneberg und Koburg, und 1924 mit diesen auch schon einen Höhlenkursus abzuhalten, auf dem die Teilnehmer in der Ausgrabungstechnik geschult und ihre Beobachtungsgabe geschärft werden sollte. Auf einer im März 1925 abgehaltenen Vorstandssitzung dieser Vereinigung beschloß man die Beschränkung der Tätigkeit auf Thüringen, gründete so den „Thüringer Höhlenverein" mit Hess von Wichdorff als Erstem Vorsitzenden und mit dem Sitz Berlin. Bis 1932 erhöhte sich die Zahl der Ortsgruppen dieses Vereins auf 13, bei einer Gesamtmitgliederzahl von fast 500[3]). Dieses überraschend schnelle Aufblühen ist in erster Linie auf die zahlreichen, an verschiedenen Orten Thüringens gehaltenen, volkstümlich packenden Vorträge H. v. W.'s und die sich daran regelmäßig anschließenden „Höhlenforscherwochen" mit ihrem packenden, unter Hess's Leitung ernste Arbeit mit frohem Scherz verbindenden Treiben und ihren bemerkenswerten Forschungsergebnissen zurückzuführen. „An den Ausgrabungen nahmen nur unbezahlte, freiwillige begeisterte Mitarbeiter teil, die aus den verschiedensten Volkskreisen stammten." Solcher „Wochen" haben 16 stattgefunden, die Auswahl des Ortes und alle Vorbereitungen hatte Hess von Wichdorff selbst getroffen, seine dazu nötigen Reisen, z. T. selbst aus oder nach dem fernen Ostpreußen, hatte er aus der eigenen Tasche bestritten, wie er auch selbst alle

[3]) Ich entnehme die den Thüringer Höhlenverein betreffenden Angaben einem noch ungedruckten, aber noch von Hess v. Wichdorff selbst durchgesehenen Aufsatz über die Vereinsgeschichte, der in dem nächsten Hefte der Vereinszeitschrift gedruckt werden sollte.

Redaktionsarbeit der 1927 begründeten, in der Hauptsache die Ausgrabungsergebnisse behandelnden Vereinszeitschrift „Die Thüringer Höhlen" und sogar ihre Versendung ehrenhalber besorgte und zahlreiche kleine Aufsätze in sie lieferte. So ist dieser Verein und seine Zeitschrift seine eigenste Schöpfung, die er von Jahr zu Jahr lieber gewann, und es ist schwer, nach seinem unerwarteten, plötzlichen Tode einen auch nur annähernd gleichwertigen Ersatz für ihn zu finden.

Auf den Höhlenforscherwochen wurden besucht und mehr oder minder eingehend ausgegraben Höhlen bei Könitz, Pößneck, Neustadt a. O., Pahren, Königsee, Thal, auf dem Hörselberg, bei Liebenstein, Meiningen, Rauenstein u. a., deren einige auch zu Schauhöhlen hergerichtet werden sollen. Besonders zahlreiche Funde von diluvialen Tierresten und Artefakten aus der Sirgensteiner Stufe lieferte die dadurch sehr wichtig gewordene Döbritzer Grotte („Wüste Scheuer") bei Pößneck, in der früher schon mehrfach gegraben worden war; aber erst H. v. W. erkannte mit sicherem Blick, daß an dieser Felsenschutzdach-Höhle (welchen deutschen Namen er für den fremden „abri sous roche" vorschlug) der bisher verkannte Vorwall die meisten Funde bergen würde, was sich denn auch bestätigte (Nr. 95 u. 102). — Hess von Wichdorff erlebte es auch noch mit stolzer Genugtuung, daß einer seiner gelehrigsten und eifrigsten Schüler, der Oberpostsekretär M. Richter in Neustadt a. O., nicht bloß eine neue Höhle, die von ihm so benannte Kniehöhle, neben der Döbritzer Grotte schon auf Grund geringer Anzeichen entdeckte, sondern auch nach den von ihm aufgestellten wissenschaftlichen und methodischen Regeln auf das Sorgfältigste ausbeutete und dabei ungeahnt reiche und eigenartige Funde machte. Auch ein anderer Schüler H. v. W.'s, Studienrat König in Erfurt, entdeckte — ganz nahe an der altbekannten Venushöhle auf dem Hörselberggipfel — 1928 eine neue Höhle, die H. v. W. Tannhäuserhöhle taufte und für würdig erachtete, zur Schauhöhle ausgebaut zu werden, was inzwischen auch in Angriff genommen ist. Die Ordnung der dazu nötigen Rechtsgeschäfte und die Aufbringung der viele 1000 RM. betragenden Kosten hat ebenfalls H. v. W. besorgt und selbst einen sehr hohen Teil zu diesen beigesteuert; den Stand dieses Unternehmens zu besichtigen, war sein letzter, für die Weihnachtswoche 1932 vorgesehener Plan, den auszuführen ihn sein plötzlicher Tod verhinderte.

Es würde zu weit führen, noch die vielen anderen Anregungen, Betätigungen und Sonderforschungen, die sich auf Höhlen bezogen oder sich an diese anschlossen, hier zu besprechen, aber es darf nicht verschwiegen werden, daß ihm nicht immer, selbst für seine besten Absichten, Verständnis und Dank entgegengebracht wurde, sondern von einzelnen Seiten auch Mißdeutungen, und daß diese ihm manchen Verdruß bereitet haben.

Es mag gerade auch an dieser Stelle hervorgehoben werden, daß H. v. W. einen lebhaften Sinn für Pflege der Heimatkunde im Volke hatte und den Ausbau geeigneter Höhlen zu Schauhöhlen als einen Dienst in diesem Sinne ansah. Zugleich aber betrachtete er sie als Naturdenkmäler, die zu schützen und bei ihrem Ausbau nur insoweit zu verändern seien, als es ihr Schutz und die Rücksicht auf die Klarstellung ihrer besonderen Bedeutung für das Walten der Natur und auf die Sicherheit der Besucher unbedingt erforderten, und von denen insbesondere auch jeder Kitsch fernzuhalten sei.

Die hier noch anzuführende Arbeit über den Gipsstock bei Köstritz (Nr. 105) ist im wesentlichen nur eine Wiederbekanntgabe der in Vergessenheit geratenen

älteren Literatur mit einigen Hinweisen auf die Gesichtspunkte, die bei etwaigen künftigen Aufschlüssen maßgebend sein müssen, um die früher lebhaft erörterte Streitfrage endgültig zu lösen, ob die in den dortigen Gipsschlotten zwischen Diluvialtieren gefundenen oder sich findenden Menschenreste mit diesen gleichzeitig oder jünger sind, eine Frage, die ja gegenwärtig keine große Bedeutung mehr hat, da sie an anderen Orten inzwischen schon oft genug beantwortet ist. — Auch die Arbeit (Nr. 104) über die Altensteiner Höhle ist nur ein Wiederabdruck alter vergessener Nachrichten.

In dem kleinen Aufsatz über das Klingelloch auf dem Gr. Wartberg bei Eisenach (Nr. 98), der schließlich noch zu nennen ist, zeigt H. v. W. auf Grund zahlreicher Akten aus dem 17. Jahrhundert, wie eine Wünschelrutenprophezeiung durch eine 14 Jahre lang immer wieder und unter bedeutendem Geldaufwand fortgesetzte Nachgrabung ein unrühmliches Ende fand. Diese Nachgrabung lieferte aber den für uns jetzt wertvollen Nachweis, daß das dortige Zechsteinriff die ungeahnte Mächtigkeit von über 117 m hat.

Daß außer rein höhlenkundlichen, diluvialgeologischen und faunistischen Untersuchungen bei allen diesen Ausgrabungen für H. v. W. vorgeschichtliche Gesichtspunkte eine Hauptrolle —, ja meist sogar die Hauptrolle spielten, wurde schon angedeutet. Das lag ja auch ganz in seiner Geistesrichtung, und darum hat er auch sich selbst eine umfassende Kenntnis in der allgemeinen Vorgeschichte angeeignet. So ward er auch Mitbegründer der Gesellschaft für deutsche Vorgeschichte, ein enger Freund G. Kossinna's und 1920 Vorstandsmitglied dieser Gesellschaft. Dementsprechend fesselten ihn vorgeschichtliche Funde, Beobachtungen und Aufgrabungen auch da, wo es sich nicht um Höhlen-, sondern um Freiland-Vorkommen handelte: um Kulturschichten, Urnenfelder, Hünengräber u. dgl., allerdings meist nur, wo er selber solche entdeckt hatte (und deren waren nicht wenige) oder wo er zur Begutachtung zugezogen wurde. In Thüringen waren es im wesentlichen nur die Vorkommen im Kalktuff bei Ehringsdorf (Nr. 66), die Keltenburg auf dem Kl. Gleichberg und die paläolithische Kulturschicht an der Schneidemühle bei Zeitz (Nr. 72, 75 u. 111).

Umfangreicher war seine Tätigkeit in dieser Hinsicht in Norddeutschland. Schon in den ersten Jahren seiner dortigen amtlichen Beschäftigung machte er einen vorgeschichtlichen Fund in Pommern. Und obwohl er sich bei dessen Ausbeutung beinahe „die Finger verbrannt" hätte, ließ er nicht ab, bei seinen geologischen Kartierarbeiten immer wieder auch nach Urnenscherben, alten Waffen und Werkzeugen, Schlackenhalden alter Eisenhütten u. dgl. Ausschau zu halten und hat in Pommern, Masuren und auf der Kurischen Nehrung eine ganze Anzahl Vorkommen entdeckt. Die umfangreichste und wertvollste Entdeckung dieser Art machte er 1915 an der Kullabrücke bei Lötzen (siehe darüber S. 1051).

Wie schon vorn hervorgehoben, spielte sich Hess von Wichdorff's amtliche Tätigkeit im norddeutschen Flachlande ab. Als er dies im Jahre 1901 betrat, waren ihm die jungen und jüngsten Formationen innerlich noch ganz fremd; aber je länger er darin tätig war, um so mehr fesselten sie ihn, und schließlich konnte er sich wohl ohne Überhebung sagen, daß er zu ihrer Erkenntnis auch seinerseits ein redliches Teil beigetragen habe.

Seine Aufnahmetätigkeit begann in Pommern, wo er in sie auf Blatt Farbezin im Kreise Naugard durch O. Zeise eingeführt wurde. 1902 kamen dazu Aufnahmen auf den südwestlich anschließenden Blättern Eichenwalde und

Priemhausen, deren größere Teile aber von Kollegen kartiert wurden, und 1906, 1908 und 1909 sowie 1913 kehrte er nochmals nach Pommern zurück, um die an Farbezin ostwärts anschließenden Blätter Gr.-Borckenhagen und Labes selbständig aufzunehmen, nachdem er 1903—1906 in Ostpreußen unter KAUNHOWEN's Leitung sich noch weiter in die verwickelte Diluvialgeologie eingearbeitet hatte. Auf Blatt Farbezin konnte er die schon durch KEILHACK von dort bekanntgemachte Drumlinform der Oberflächengestaltung genauer studieren und beschreiben. Auf den genannten Blättern begegneten ihm auch eine ganze Anzahl von Kies- und Sandrücken, z. T. mit einem Kern von Geschiebelehm, Wallbergen oder Osern, deren Entstehung er auf Ablagerungen, z. T. verbunden mit Aufpressungen, in gewaltigen Spalten des Inlandeises zurückführte, indem er teils die oberirdischen Aufschlüsse, teils die zahlreichen tieferen Brunnenbohrungen auswertete (vgl. Nr. 18 und 34). Dabei erkannte er, daß die dortige, oft plötzlich bis über 100 m anschwellende Mächtigkeit des Geschiebelehms auf solche Aufpressungen zurückzuführen ist, und konnte dann Ratschläge für neue Wasserbohrungen und Warnungen vor Benutzung des verseuchbaren Oberflächenwassers erteilen. In diesem Gebiete lernte er auch ausgedehnte Wiesenkalkablagerungen kennen, denen er später noch oft begegnete; dem Lager bei Daber widmete er 1908 einen Aufsatz (Nr. 15) und setzte sich lebhaft für die Verwertung des Kalkes zu einer bodenständigen Zementfabrikation ein; seiner Anregung verdankt das Kalkwerk Kruglanken seine Entstehung. Auch konnte er auf den schädlichen Einfluß der Hochflächendrainierung und der Flußbegradigung auf die Versumpfung des Regatales aufmerksam machen (Nr. 44). Als Frucht und Zusammenfassung seiner Forschungen im Kreise Naugard gab er 1912 seine umfängliche „Geologie und Heimatkunde" dieses Gebietes heraus (Nr. 37) und zeigte darin schon damals seine besondere Gabe für gemeinverständliche Darstellung und für die Erfassung einer Landschaft nicht bloß vom geologischen, sondern auch vom gesamt-naturwissenschaftlichen und zugleich geschichtlichen Standpunkte aus.

1903 wurde H. v. W. nach Ostpreußen versetzt, dem Lande, das ihm alsdann zur zweiten Heimat wurde, dem er alljährlich bis zu seinem Tode, mit wenigen Ausnahmen, seine Arbeit und Liebe widmete und zu dessen Kenntnis er wertvolle Beiträge lieferte.

Im ersten Jahre unterstützte er noch KAUNHOWEN bei der Kartierung des Blattes Theerwisch im Kreise Ortelsburg und 1904 bis 1907 nahm er zusammen mit seinen Kollegen BEHR, HARBORT und RANGE im nordöstlichen Masuren die Blätter Kerschken, Grabowen, Czychen und Gr.-Duneyken auf (Nr. 6, 8 u. 17). Hier, in einer buckligen Grundmoränenlandschaft, entdeckte er gleichzeitig mit HARBORT und unabhängig von diesem, muschel- und schneckenreiche, auch Fischreste führende Ablagerungen, die auf arktisches Klima hinwiesen und als interstadial zu deuten waren (Nr. 8, 17, 22 u. 50). In der letztgenannten Arbeit (Nr. 50) faßt er eingehend alles zusammen, was damals über das masurische Interstadial bekannt war, und gibt am Schluß in einer übersichtlichen Tabelle ein Gesamtbild der geologischen Geschichte Masurens von der Interstadialzeit bis zur Gegenwart. Sein besonderes Interesse erweckten die dort mehrfach vorkommenden und z. T. ausgedehnten, an Quellaustritte gebundenen, bisher anderwärts in Deutschland noch nicht beachteten Quellmoore (Nr. 9). In einer späteren Arbeit (Nr. 38) hat er nochmals ebensolche aus Ostpreußen nachgewiesen und den engen Zusammenhang von Torfbildung in solchen Mooren mit Kalktuffabsätzen betont.

In den Jahren 1907 bis 1912 war er im nördlichen Ostpreußen tätig, und zwar kartierte er zunächst im östlichen Samland, in der Umgebung von Königsberg, einen nordsüdlichen Streifen von Bad Cranz im Norden bis nach Tharau im Süden (Blätter Bledau, Powunden, Königsberg-Ost, Ludwigswalde und Tharau), also quer über das Pregeltal hinweg; hierbei schenkte er der samländischen Endmoräne (Nr. 35 u. 51), den Tiefbohrungen für die Königsberger Wasserversorgung, den Pregelschottern und dem inneren Bau des Untergrundes des Frischen Haffs (Nr. 91) besondere Aufmerksamkeit und fand bei Steinitten ein 4 km langes Gebiet von Bernstein- und Phosphorit-führendem Unteroligozän unter einer dünnen Diluvialdecke, welches er, da auch wiederum darunter Diluvium durch Bohrungen nachgewiesen wurde, als eine riesenhafte Scholle im Diluvium erkannte (Nr. 25 u. 26, vgl. auch Nr. 35 u. 41). Er nimmt an, daß in jener Gegend auch noch mehr große Tertiär- und Kreideschollen im Diluvium liegen, nur mangels genügend tiefer Bohrungen nicht sicher als Schollen erkennbar sind. Außerdem glaubte er aber auch eine Schollenzerklüftung des anstehenden Untergrundes, verbunden mit Verschiebungen, aus den Tiefbohrergebnissen nachweisen zu können.

Zwischendurch (1910) nahm er auf dem Blatte Gumbinnen eine geologisch-agronomische Lehrkarte für die dortige Landwirtschaftliche Winterschule auf und fand hier die ihm aus Masuren bekannte arktische interstadiale Fauna wieder.

Alsdann nahm Hess von Wichdorff, im Anschluß an sein Cranz-Bledauer Gebiet, die Kurische Nehrung in Angriff und vollendete deren 10 Blätter in angestrengtester Arbeit bis Mitte Oktober 1912, wo er „ganz erschöpft" nach Berlin zurückkehrte. 1913 und 1914 fügte er noch die Blätter Memel und Nimmersatt in der äußersten Nordspitze des Deutschen Reiches hinzu. Er legte seine Beobachtungen und Schlußfolgerungen, unter kritischer Benutzung der älteren Literatur und gestützt auf eigene archivalische Studien und auch mehrere, z. T. von ihm selbst rein zu wissenschaftlichen Zwecken veranlaßte Tiefbohrungen, teils in der umfangreichen, von Keilhack auch amtlich als „vortrefflich" beurteilten Erläuterung zur Kartenlieferung 207, teils in der Monographie „Geologie der Kurischen Nehrung" (Nr. 58), sowie in einigen kleineren Schriften (Nr. 30, 32, 36, 54, 68, 117, 118) nieder. Die Kurische Nehrung ist jene fast 100 km lange, durchschnittlich aber nur 1—2 km breite Landzunge, die einerseits die Ostsee von dem großen Mündungstrichter der Memel abtrennt, der jetzt vom Kurischen Haff und dem Memeldelta eingenommen wird, und andererseits die NO-Ecke des Samlandes bei Kranz mit dem Höhenzug Memel—Nimmersatt an der deutsch-litauischen Grenze verbindet. Auch das Haff mit seinen starken Faulschlammabsätzen, die flache Grundmoränenlandschaft in seinem Süden, das niedrige, hochmoorreiche, von unzähligen Wasseradern durchzogene Delta, die litauische Festlandshochfläche und der aus Kreide im Süden, Jura weiter im Norden und Trias-, Perm- und Devonschichten ganz zuletzt bestehende Untergrund werden im allgemeinen Teile der Erläuterung recht eingehend mitbehandelt. Und die Nehrung selbst, obwohl von manchen als „die preußische Sandwüste" bezeichnet, weiß Hess von Wichdorff in den genannten beiden Hauptschriften landschaftlich, floristisch und nach Aufbau und nach Entstehungsgeschichte so anziehend und verständlich zu beschreiben, daß jeder Leser sie gewiß gern selbst einmal besuchen möchte. Hier sei nur eine ganz kurze Zusammenfassung gegeben: Im Gegensatz zu früheren Geologen glaubt H. v. W. zur Erklärung der geologischen Verhält-

nisse ohne die Annahme von Hebungen und Senkungen auskommen zu können. Das Haff mit seinem inneren verlandeten Teile, dem Memeldelta, bildete am Ende der Diluvialzeit einen besonders tief gelegenen Teil des damaligen Festlandes, das entlang einer parallel und nahe der heutigen Nehrung verlaufenden Linie schnell zum Boden des Ostseebeckens absank und durch einen Einbruch der Ostsee in altalluvialer Zeit leicht überflutet wurde[4]). Bei der dabei stattfindenden Zerstörung der alten Oberfläche blieben einige Inseln übrig, insbesondere die Geschiebelehmpartien bei Rossitten und Sakrau in der Nähe des alten Ufers. Entlang diesem und bei seitlichem Anschluß an diese Inseln und an die Festlandsecken bei Kranz und bei Memel, also auf der ganzen Linie gleichzeitig (sie war zugleich die Grenze, wo See- und Memelsüßwasser aneinanderstießen) warf das Meer einen zunächst noch unter seinem Spiegel bleibenden, später sich darüber 2—6 m erhöhenden Strandwall aus, dessen oberste zeitweise austrocknende Partien von den Seewinden ostwärts nach dem Haff zu getrieben wurden und die niedrige Flugsandebene der Nehrungsplatte (Palve) aufbauten (Nr. 54). Auf deren ganzem Ostrande häuften in späterer Zeit die Seewinde zahlreiche, bis 40 m hohe Einzeldünen mit nach O gerichteten Seitenflügeln auf („Parabeldünen"), die in ihrer Gesamtheit auch schon einen — aber sehr kuppigen und von Schluchten durchzogenen — Wall bildeten (Nr. 68). Als nach einer gewissen Zeit sich die Dünenbildung erschöpfte, konnte dieser Wall und die Palve sich mit einem dichten Wald überziehen, auf dessen Boden sich ein Trockentorflager mit einer Unterlage von Bleichsand und Ortstein bildete. Die an diesen Waldboden geknüpften, auf der Nehrung ganz besonders reichlich (auch von H. v. W. neu) beobachteten Reste von Urnen, Waffen, Werkzeugen, Schmuckstücken aus der jüngeren Steinzeit bewiesen ihm, daß der Wald schon damals bestand und reich besiedelt war. Über diese ganze Landschaft auf ihrem haffseitigen (Ost-) Abhange hinweg legte sich endlich, ihre Schluchten ausfüllend und sogar ihre Kuppen übersteigend, eine neue, nunmehr einen zusammenhängenden Wall mit weithin glatter Oberfläche bildende, blendendweiße Dünensanddecke, die berüchtigte Wanderdüne, die bis in die letzten Jahrzehnte hinein alljährlich ihren Fuß noch je 4—7 m ostwärts vorschob, wie H. v. W. in neuen, von ihm veranlaßten Messungen bestätigen konnte. Diese Wanderdüne bezog ihr Material zum Teil noch vom Seestrandwall und von der Palve, zumeist aber wohl aus Windlöchern und Windrissen der Parabeldünen. Das Weiterwandern wird ihr jetzt durch systematische Bepflanzung ihrer Ursprungsgebiete immer mehr eingeschränkt, aber es ist bezeichnend für Hess's Sinn für Naturschutz überhaupt und für Schutz lehrhafter Naturerscheinungen in besonderem, namentlich so großartiger wie der Wanderdünen, daß er für deren Freihaltung wenigstens an einigen unschädlichen Stellen eintrat. — Das obengenannte dünne, schwarze Trockentorfband in der sonst weißen Düne war zwar schon von jeher an vielen Stellen aufgefallen, aber erst er hat durch sorgfältige Verfolgung seines oft zickzack- oder arabeskenförmigen Verlaufs und seines stellenweise scheinbar mehrmals übereinander erfolgenden Ausstrichs, unter Berücksichtigung seiner regelmäßigen Begleitung durch Bleichsand und Ortstein, seine Einmaligkeit erkannt und daraus den Werdegang des Dünenwalls und der Nehrung überhaupt ableiten

[4]) Wodurch aber dieser Einbruch veranlaßt wurde, darüber spricht sich H. v. W. nirgends aus; auch später hat er, als E. Kraus 1924 von neuem Bodenschwankungen heranzog, seinen Standpunkt zu dieser Frage nicht bekanntgegeben.

können[5]). Seine (in Nr. 58 ausführlich wiedergegebenen) literarischen und archivalischen Studien führten ihn übrigens zu dem Ergebnis, daß die Bildung der jüngeren Wanderdüne erst im 16. Jahrhundert an vereinzelten Stellen eingesetzt, ihre Großartigkeit aber erst seit den ausgedehnten Abholzungen durch die Russen 1758—1762 erlangt hat, die den Stürmen wieder erlaubten, ihre verderbliche Wirkung auf den Sand auszuüben. — Von kleineren Arbeiten aus diesem seinem nördlichsten Arbeitsgebiet seien nur noch die über die schöne Drumlinlandschaft bei Nimmersatt (Nr. 30) und über die Diluvialkohle bei Purmallen (Nr. 36) hingewiesen. Über die Purmallener Mergel hat er an Tiefbohrproben, deren ihm mehrere Reihen vorlagen, Studien gemacht, aber nicht mehr veröffentlichen können.

Mußte schon auf Blatt Nimmersatt die Arbeit im Sommer 1914 wegen drohender Kriegsgefahr beschleunigt beendet werden, so machte der Krieg selber ihrer systematischen Fortsetzung für mehrere Jahre ein Ende.

Hess von Wichdorff, der wegen eines organischen Augenfehlers dienstuntauglich und überdies keine kriegerische Natur war, vollendete 1914 nun zunächst sein volkstümliches Buch „Masuren. Land und Leute" (Nr. 53). In elf Sommern hatte er fast alle Teile dieses Landes der tausend Seen bis in die entlegensten Winkel aus eigener Anschauung kennengelernt und durchforscht, und seine Schönheiten auch mit den Augen des begeisterten Naturfreundes in sich aufgenommen, seinen gerade damals infolge Straßen- und Bahnenbau beschleunigten Kulturaufschwung miterlebt, sich in die Seele und Lebensweise des Volkes forschend und liebend vertieft, auch seine Geschichte, besonders aus der Zeit des Deutschritter-Ordens eifrig studiert, und so konnte er in seinem 1915 erschienenen Masurenbuche eine ausgezeichnete objektive, lebensvolle aber zugleich von einem warmen Untertone durchdrungene Darstellung seiner „zweiten Heimat" liefern und damit diesem in der ersten Zeit des Weltkrieges so grauenvoll verwüsteten, außerhalb bisher wenig bekannten, dann aber durch die Siege von Tannenberg und an den Masurischen Seen berühmt gewordenen treudeutschen Lande neue Freunde erwerben und die Herzen vieler Deutschen bestimmen, tätig mit an der Wiederaufrichtung zu helfen. Selbstverständlich behandelte er in dem Buche in einem besonderen eingehenden Abschnitte auch die Entstehungsgeschichte seiner fruchtbaren, so wunderbar als „bucklige Welt" ausgeprägten Geschiebelehm-Landschaft, seiner teils rinnenartig schmalen tiefen, teils breiten flachen Seen, seiner ebenen Tonbecken, Terrassen, Sandheiden, Kiesrücken, Blockpackungen in gemeinverständlicher Weise, und ebenso die wirtschaftlichen nutzbaren Gesteinsvorkommen.

Diese Kenntnisse auch bei der Wiederaufrichtung des verwüsteten Landes in Rat und Tat umzusetzen, war natürlich nun auch gerade er der geeignetste Mann. Als er sich im Sommer 1915 dieser Aufgabe widmete, entdeckte sein für geschichtliche Altertümer geübtes Auge an der Kullabrücke bei Rydzewen, 10 km von Lötzen, ein großes Gräberfeld; er leitete hier in einem mehrmonatigen Urlaub die Ausgrabungen und barg eine unerschöpfliche Menge wohlerhaltener Urnen, Waffen, Werkzeuge und Schmucksachen von Kriegern, Frauen und Kindern, ein Material, das als altgermanisch (aus der Zeit vom 1. bis 5. Jahrh. n. Chr.) erkannt wurde und nun als besondere Abteilung eine Zierde und be-

[5]) Vorstehender Auszug aus H. v. W.s Nehrungsschriften (1915 u. 1919) ist so ausführlich gehalten, um zu beweisen, daß Kraus 1924 sich (dies. Jb. 1924, S. 710) zu Unrecht die Feststellung von zwei Dünenbildungszeiten mit zwischenliegender Waldzeit zuschreibt.

lehrendes Anziehungsmittel für die neuerrichtete Vaterländische Gedenkhalle in Lötzen bildet. Auch zur Errichtung dieser Halle selbst hat H. v. W. in seiner patriotischen Begeisterung und Opferbereitschaft noch einen sehr hohen Geldbeitrag gestiftet. Auch hatte er die besondere Freude, daß der Sieger von Tannenberg, Generalfeldmarschall von Hindenburg, sich für diese Funde begeisterte, von seinem damaligen Hauptquartier Lötzen aus, ihn oftmals an der Fundstelle und in der Gedenkhalle mit längerem Besuch beehrte und ihm zum Dank für die anregende Belehrung sein Bild mit eigenhändiger Unterschrift schenkte, worüber H. v. W. natürlich zeitlebens nicht wenig stolz war.

Durch diese Arbeiten mit dem Kommandanten der Feste Boyen, Oberst Busse, in enge Beziehung getreten, wurde er von diesem im Winter 1915/16 zum Kriegsgeologen der Feste Boyen und Feldstellung Lötzen berufen. Hier lag ihm die Erschließung ergiebiger Wasseradern für die bisher fehlende Wasserversorgung und Kanalisation der Feste und der Stadt, die Beurteilung von Stein- und Kieslagern für Betonierung und Fundamentierung, sachgemäße Ausführung von Kriegsstraßen über Weichland u. a. ob, sowie die geologische Vorarbeit für die Uferbefestigung der als Staubecken für den masurischen Kanal höher zu stauenden zwei Seen, den Goldabgar- und Systroysee, u. a. m. Zwischendurch erledigte er in angestrengtester Arbeit dienstliche Aufträge und die Drucklegung wissenschaftlicher Aufsätze.

Im Winter 1916/17 kommt er als Leiter einer Kriegsgeologengruppe an die Ostfront bei Dünaburg, wo ihm ebenfalls Fragen der Wasserversorgung, der Steinbeschaffung für Straßenbau u. a. zugewiesen wurden, und im Sommer 1918 nochmals in militärische Verhältnisse, zur Zivilverwaltung der besetzten Gebiete, erst in Warschau, dann in Brüssel.

Eingeschaltet sei, daß er im Sommer 1915 kurze Zeit auf den pommerischen Blättern Nörenberg und Freienwalde kartiert hat und im Sommer 1917 auch einen Auftrag zur Untersuchung neuentdeckter Braunkohlenlager in Westpreußen erhielt.

Auch nach dem Kriege kam er nicht gleich wieder nach Ostpreußen, sondern wurde 1919 in die Mark Brandenburg geschickt, um einige von anderer Seite in Arbeit befindliche Kartenlieferungen mit abschließen zu helfen. Zuerst nahm er Blatt Buchholz ganz, von Blatt Treuenbrietzen den größten Teil und von Blatt Hennickendorf einen kleineren Teil auf. Hier handelte es sich um ein großes Stück des in breiten Flächen vermoorten Baruther Urstromtales und die diese im N und S begrenzenden Hochflächen des Flämings und von Luckenwalde, also Gebiete, die älteren, in ihrem Formenschatz und Aufbau ihm noch unbekannten älteren Vereisungen mit zwei (in Bohrungen nachgewiesenen) interglazialen Zwischenlagern angehören. Desgleichen beteiligte er sich an der Aufnahme und Erläuterung des Blattes Spremberg, dessen Nordteil auf den Niederlausitzer Grenzwall mit der Fläming-Endmoräne, und dessen Südteil auf den vorgelagerten Sander und das dann folgende Breslau-Magdeburger Urstromtal entfällt. Und 1920 bearbeitete er — ebenfalls in der Lausitz — das Blatt Kl.-Leipisch, wo die Lausitzer Braunkohlenformation den wichtigsten Gegenstand der Untersuchung darstellt, ein Gebiet, das bei einer gewissen äußerlichen Einförmigkeit doch recht schwierige geologische Probleme in sich birgt.

Im Jahre 1921 konnte H. v. W. endlich wieder in sein geliebtes Ostpreußen zurückkehren. Hier sollte er eine Übersichtskarte vom SO-Teile der Provinz, also wieder in Masuren, bearbeiten, um damit das seinerzeit von der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft in Königsberg nicht ganz durchgeführte

Kulturwerk der ersten geologischen Karte von Ostpreußen zu vervollständigen. Diese Übersichtskarte im Maßstabe 1:100 000 sollte ein vorläufiger Ersatz für die ja nur im Laufe eines viel längeren Zeitraumes zu schaffende Karte 1:25 000 sein und als Hauptziel verfolgen die Mobilisierung der Bodenschätze für Industrie und Landwirtschaft, was wegen der abgeschlossenen Lage dieser Provinz ganz besonders notwendig war und ist. So sollte besonders auf die Stein-, Torf- und Kalklager Rücksicht genommen und die Möglichkeit einer Nutzbarmachung der alten Eisenschlackenhalden untersucht werden. — Die geologische Aufnahme geschah allerdings auf den Meßtischblättern 1:25 000 und hatte anfänglich, solange nur ältere topographische Grundlagen vorhanden waren, mit Schwierigkeiten zu kämpfen, rückte dann aber mit dem Erscheinen der vorzüglichen neuen Meßtischblattaufnahmen schneller vor und konnte 1930 als vollendet angesehen werden. Sie umfaßt die Blätter 1—34 der Gradabteilung 36, mit dem großen Spirdingsee in der Mitte, von denen allerdings einige an der Landesgrenze gelegene Blätter nur kleine deutsche Gebiete enthalten. Mit dieser Arbeit ist er bis zu seinem Tode beschäftigt gewesen; er konnte noch die Übertragung des Kartenbildes vom Maßstabe der Meßtischblätter auf denjenigen der 100 000teiligen Karte überwachen, konnte aber weder ihren Druck erleben, noch hat er einen umfassenden Bericht dazu geliefert.

Überhaupt hat er als Frucht seiner letzten Tätigkeit in Masuren nur sehr wenig veröffentlicht: zwei Aufsätze (Nr. 65 u. 71) über die auf das Vorkommen von Raseneisenstein gegründete, jetzt eingegangene Eisenindustrie dieses Landes und ihre Geschichte, einen Aufsatz (Nr. 69) über dessen nutzbare Bodenschätze, einen rein geschichtlichen (nichts Geologisches enthaltenden, aber die Bedeutung der Ordensritter für die Kultivierung Ostpreußens würdigenden) Aufsatz über Stadt und Ordensschloß Rhein (Nr. 73), ferner kurze „Beiträge zur geologischen Kenntnis von Masuren" (Nr. 76) und schließlich als letzte Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Forschungen den Vortrag (Nr. 106) „Diluvialgeologische Beobachtungen und Ergebnisse in Masuren. Das glaziale Staubecken von Woszellen-Grabnick", nebst der populären kurzen Darstellung desselben Gegenstandes (Nr. 107) und dem Vortrag (Nr. 112) über die aus den Erscheinungen der künstlichen Senkung des Sonstagsees zu ziehenden geologischen Lehren. Diese geringe literarische Fruchtbarkeit in bezug auf Ostpreußen hat zu einem guten Teile ihren Grund darin, daß, wie schon vorn geschildert ist, die Sorge für den von ihm in jener Zeit gegründeten Thüringer Höhlenverein und seine Archivstudien zu dem Zweck, den 2. Band seiner thüringischen Bergbaugeschichte zu bearbeiten, seine Urlaubs- und sonstige Freizeit fast ganz in Anspruch nahmen. Auch begannen damals Anzeichen seiner Erkrankung sich öfter bemerkbar zu machen. Nachzuholen ist noch, daß er von 1931 ab die geologisch-agronomische Spezialkartierung wieder aufgenommen hatte, und zwar auf Blatt Darkehmen im nördlichen Anschluß an das Gebiet seiner Übersichtskarte.

Da der genannte Vortrag (Nr. 106) gleichsam das geologische Vermächtnis des Verstorbenen geworden ist, sei hier ein kurzer Auszug angefügt nach dem Verständnis, das ich mir als ein bisher diesen Fragen Fernstehender und des Landes Unkundiger gemacht habe[6]): Nachdem lange Jahre fast nur das

[6]) Leider vermißt man gerade in dieser Arbeit schmerzlich die Beigabe einer Karte, während H. v. W., was besonders hervorgehoben sei, in den meisten seiner sonstigen Schriften auf die Beigabe von Karten, Profilen oder Bildern sehr bedacht gewesen ist.

Auftreten und die Verbreitung der Endmoränen das besondere Interesse der dort kartierenden Geologen auf sich gezogen hatte, kam die Frage der Bildung der verschiedenen Arten von Seen und der Terrassen in Fluß, war aber bisher schwer zu lösen, weil in den untersuchten Gebieten zahlreiche Oszillationen des Gletscherrandes die älteren geologischen und morphologischen Bildungen zerstört und verhüllt hatten. Nach langem Suchen glaubt nun H. v. W. im Grabnick-Woszeller Seengebiet nordwestlich von Lyck ein lehrhaftes Idealbeispiel zur „klaren und einwandfreien" Lösung gefunden zu haben. Dieses Gebiet liegt inmitten einer ausgedehnten kuppigen Grundmoränenlandschaft, in der auch — wenigstens an zwei Punkten nachgewiesen, aber eigentlich überall in einiger Tiefe zu vermuten — fossilführendes Interstadial vorkommt. Tiefe Rinnen wie gleicherweise in und neben diesen liegende Paralleloser weisen auf Gletscherspalten als erste Anlagen dieser Seen hin; die tiefen Rinnen reichen oft bis in die unteren Sande hinab. Von ihnen aus nach den Seiten aperte (so könnte man vielleicht mit einem — allerdings von H. v. W. nicht gebrauchten — Ausdruck sagen) im weiteren Stadium der Seenbildung der lehmige Untergrund des sich rings in hohen Mauern erhebenden Inlandeises aus, so daß in letzterem breite Eislöcher entstanden, in denen sich das Schmelzwasser zu flachen Beckenseen ansammelte, die nach vorn gestaut sind. H. v. W. nimmt an, daß zu dieser Zeit der Rand der Vereisung weiter im Süden lag. Mehrere benachbarte Beckenseen können, wenn auch ihre Böden in verschiedener Höhe liegen, beim Höhersteigen des Wassers zu einem größeren Becken oder Seensystem verschmelzen (ein Beispiel ist auch das Mauerseesystem). Die Wellen waschen darin den Lehmboden in ausgedehnten Uferscharen aus und lagern ihn zu Staubeckenton und -sand um. Eine Flora und Fauna siedelt sich an; an geeigneten Stellen bilden sich aus Chara-Rasen Seekreideabsätze. Die flachen Uferscharen fallen zu den tiefer ausgekolkten Rinnen des ersten Seebildungsstadiums, wo solche vorhanden waren, steil ab. Das letzte Stadium trat beim endgültigen Rückzug des Inlandeises ein; hierbei ließen die den See umgebenden, zuletzt toten Eismassen eine — gerade im Typusbeispiel sehr ausgeprägte Randendmoräne zurück, die von der ein ganzes Stück südlicher gelegenen Hauptendmoräne des gesamten Inlandeises zu unterscheiden ist, und beim nun erfolgenden Ablauf des Stauwassers traten zuerst die flachen Uferscharen heraus, die sich jetzt als eine oder mehrere Terrassen neben den noch verbleibenden Beckenseeteilen und tieferen Rinnenseen erheben, teilweise vermooren und die Entstehung zahlreicher Einzelseen veranlassen. Die grundlegende Bedeutung des Grabnicker Eisstausees sieht H. v. W. also darin, daß es von späteren Oszillationen des umgebenden Inlandeises nahezu unberührt geblieben ist, gibt aber am Schlusse zu, daß mit der Lösung der Frage der Entstehung der glazialen Stauseebecken und Decktonvorkommen die „recht schwierige Frage der gegenseitigen geologischen Lagerungsverhältnisse und Altersbeziehungen dieser Bildungen einerseits und der Ablagerungen des masurischen Interstadials andererseits noch weiterer gründlicher Untersuchung" bedarf. Damit knüpft er also wieder an die Interstadialfrage an, die ihn schon in den Arbeiten 8, 22, 45, 50 und 76 beschäftigt hatte, und scheint die Möglichkeit anzudeuten, daß die Interstadialablagerungen ihre Geschiebelehmdecke eben durch solche Oszillationen erhalten haben oder mit anderen Worten die Terrassensande, -tone und -kalke auch interstadial sind; seine frühere Annahme, daß die Interstadialbildungen Masurens einem großen einheitlichen Becken entstammen, nimmt er ausdrücklich zurück. Mir will scheinen, als ob zwischen

seiner Auffassung und der Anderer auch noch der große Gegensatz besteht, ob die anzunehmenden Toteismassen zwischen den Seebecken lagen, oder ob nicht viele der letzteren gerade an der Stelle von Toteisklötzen sich gebildet haben. —

Werfen wir zum Schluß einen Blick auf Wesen und Leben H. v. W.'s im allgemeinen, so verfloß dies Leben in sehr einfachen Bahnen. Seine Kinder- und Schuljahre verbrachte er nur in Gotha, seine Studienjahre ausschließlich in Leipzig, dann sogleich kam er nach Berlin und hatte hier dauernd seinen Wohnsitz bis zu seinem Tode. Abgesehen von den Ausflügen, die er als Schüler und Student in der Umgebung machte, von zwei kurzen Auslandsreisen zur Beteiligung am Wiener und Pariser internationalen Geologenkongreß mit Ausflügen nach Nordböhmen und Südfrankreich (von denen er aber wenig Anregung mitgebracht zu haben scheint), sowie von seiner Tätigkeit als Kriegsgeologe in Litauen, Polen und Belgien hat er nur wenige Teile von Deutschland kennengelernt, diese aber dafür um so gründlicher; das waren einerseits die, in denen er amtlich als kartierender Geologe zu tun hatte (Ostpreußen zu einem Teile, Pommern und Brandenburg in kleineren Teilen), andererseits sein Heimatland Thüringen, dessen Berge er in seinen Urlaubszeiten jährlich zweimal aufsuchte. Er hatte dabei das besondere Glück, daß diese Gebiete seiner Tätigkeit zu den schönsten Deutschlands gehören.

Ein zweites Kennzeichen fast aller Arbeiten H. v. W.'s ist seine geschichtliche Betrachtungsweise, der er stärksten Ausdruck in seiner Geschichte des Thüringer Bergbaus verliehen hat, indem er besonders für die Lagerstättenforschung als eine sehr wichtige Quelle die alten Archive bezeichnete und deren Bedeutung an Beispielen nachwies.

Weiter ist bezeichnend für H. v. W., daß er keine Gelegenheit in Wort oder Schrift vorübergehen ließ, wo er nicht die wirtschaftliche Seite eines von ihm beschriebenen oder neugefundenen Rohstoffes hervorhob, sei es Kies, Kalkstein, Torf, Schiefer, Gips, Bernstein, Erz oder Wasser, und Interessenten zu seiner Nutzbarmachung aufforderte, allerdings nicht ohne vor Inangriffnahme ohne vorausgehende Sonderuntersuchung zu warnen. Hierher gehört auch sein Eintreten für den Ausbau gewisser Höhlen zu Schauhöhlen. Wenn er bei solchen Ratschlägen gelegentlich einen persönlichen Vorteil hatte, so war dieser bei seinen bescheidenen Forderungen immer nur gering und diente ihm nur zur Ermöglichung von Studienreisen oder zur Unterstützung gemeinnütziger Unternehmungen (z. B. in den oben besprochenen Fällen von Lötzen und der Tannhäuserhöhle).

Diese Hervorhebung des wirtschaftlichen Wertes eines von ihm untersuchten Gegenstandes hat gewiß ihren Hauptgrund in seinem Bestreben, seinen Mitmenschen nützlich zu sein, einen anderen Grund aber auch in einer — leider nicht zu leugnenden, aber ihm selber wohl nicht immer als Schwäche zum Bewußtsein gekommenen Neigung und besonderen Art, sich selbst und seine Leistungen größeren Kreisen bekanntzumachen. Dies hat ihm besonders im Kreise seiner Kollegen manchen entfremdet. In seiner Begeisterung für seine Untersuchungen überschätzte er ferner oft auch den Wert des Gegenstandes selbst, z. B. einer nutzbaren Lagerstätte, und sah selbst in kleinen oder unbedeutenden Dingen gern etwas Großes oder ganz Besonderes.

Seine Berufsarbeiten, zu denen, wie noch nachgetragen sei, auch die Untersuchung einer ungezählten Menge von Tiefbohrungen gehörte, erfüllte er mit Gewissenhaftigkeit, Hingebung und Freude; er arbeitete überhaupt

— und das betonen alle, die ihm nahe kamen, in erster Linie und in unbedingter Übereinstimmung — mit einem bewundernswerten Fleiß, der nicht Wind und Wetter scheute und der ihn selbst nachts bis in frühe Morgenstunden am Schreibtisch hielt.

Um das leisten zu können, führte er ein sehr einfaches, für allen leiblichen Bedarf anspruchsloses Leben und hielt sich von den üblichen Genüssen, Zerstreuungen und „Erholungen" fern. Dabei aber war er alles andere als ein trockener Gelehrter, vielmehr unterhielt er sich gern mit anderen, teils zur eigenen Belehrung, teils um seine Forschungsergebnisse weiteren Kreisen zu übermitteln und würzte seine Gespräche und Vorträge mit erfrischendem Humor und war von unverwüstlichem Optimismus durchdrungen, konnte aber je nach Umständen auch recht spöttisch sein. Gern verkehrte er in gemütlichen Vereinen, wie in dem Thüringer Heimatbund in Berlin, dessen 2. Vorsitzender er sogar war, oder in seinen oben geschilderten Höhlenforscherwochen. Mit Freude und Stolz hielt er Vorträge und Führungen durch seine Arbeitsgebiete, wobei er sie so volkstümlich und durch geschickte Einflechtung auch nichtgeologischer, sondern geschichtlicher, wirtschaftlicher, heimat- und allgemein naturkundlicher Bemerkungen so vielseitig und anregend zu gestalten und die Zuhörer und Teilnehmer so an sich und den Gegenstand zu fesseln wußte, daß ihre Zahl, namentlich unter den Lehrern, Landwirten, Natur-, Heimat- und Vorgeschichtsfreunden, immer mehr zunahm und sein Namen in seinen Arbeitsgebieten überall bekannt war und einen guten Klang hatte. Ohne sein Geschick im Popularisieren hätte er auch nicht seinen Thüringer Höhlenverein gründen und auf die anerkannte Höhe und Leistungsfähigkeit bringen können.

Durch seine Freude am Führen und Lehren, seine Vorträge und Schriften und seine ganze Persönlichkeit hat Hess von Wichdorff in seinem thüringischen und ostpreußischen Arbeitsgebiet die Geologische Landesanstalt und ihre wissenschaftliche und wirtschaftliche Tätigkeit in weiten Volkskreisen zur Kenntnis und Anerkennung gebracht, und dafür wird ihm die Landesanstalt immer ein dankbares Gedächtnis bewahren. Aber auch durch viele Schriften, besonders seine Geschichte des Thüringer Goldbergbaues, sein Masurenbuch, seine Geologie der Kurischen Nehrung und seine — freilich erst demnächst in Druck kommende — geologische Übersichtskarte von SO-Masuren, die einen bleibenden Wert haben, hat er sich selbst ein schönes Denkmal gesetzt, und sein Name wird auch mit den Feengrotten und der Tannhäuserhöhle verknüpft bleiben. Mit aufrichtigem Bedauern muß man an die Arbeiten denken, deren Vollendung sein allzu früher Tod verhindert hat. Besonders schwer trägt seinen Verlust auch sein Thüringer Höhlenverein.

Für vorstehenden Nachruf konnte ich auch die amtlichen Gedenkworte des Herrn Direktors Wolff und gefällige Mitteilungen des Herrn Kunstmalers Krafft, eines Jugendfreundes des Verstorbenen, benutzen.

Verzeichnis der Schriften Hess von Wichdorff's

(Es bedeutet: „Th. H.": Zeitschrift „Die Thüringer Höhlen", Neustadt a. O.)

1. 1901 Die beiden Vorkommnisse von metamorphem Oberdevonkalk bei Weitisberga und der genetische Zusammenhang derselben mit dem Granitmassiv des Hennberges bei Weitisberga. — Cbl. Min. 1901, S. 113—118.
2. 1902 Die Porphyrite des südöstlichen Thüringer Waldes. — Inaug. Diss. und Dies. Jb. f. 1901, **22**, S. 153—201, Taf. 6, Berlin 1902.
3. 1904 Kontakterzlagerstätten im Sormitztale im Thüringer Walde. — Dies. Jb. f. 1903, **24**, S. 165—183, mit 1 Übersichtskärtchen, 1 Skizze u. 5 Abb., Berlin 1904.
4. 1904 Spuren ehemaliger Eisenerzgewinnung und alter Eisenschmelzhütten im Kreise Naugard i. Pommern. — Z. Ethnol., S. 237—243, 2 Abb., Berlin 1904.
5. 1906 Eine typische Drumlinlandschaft im Kreise Naugard i. Pommern. Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Farbezin im Jahre 1903. — Dies. Jb. f. 1904, **25**, S. 748—754, 2 Abb., Berlin 1906.
6. 1906 Erster Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Kerschken im Jahre 1904. Dies. Jb. f. 1904, **25**, S. 815—829, 12 Abb., Berlin 1906.
7. 1906 Über Drusenmineralien im Granitporphyr von Beucha bei Leipzig. — Dies. Jb. f. 1905, **26**, S. 471—479, Berlin 1906.
8. 1906 Beiträge zur geologischen Kenntnis der Borker Heide in Masuren. Zweiter Bericht über die Aufnahme des Blattes Kerschken im Jahre 1905. — Dies. Jb. f. 1905, **26**, S. 743—762, 4 Abb., Berlin 1906.
9. 1906 (mit P. Range) Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). — Dies. Jb. f. 1906, **27**, S. 95—106, 5 Abb., Taf. 2, Berlin 1906.
10. 1906 Bilder aus der Vergangenheit des Thüringer Bergbaus. — Reußische Landesztg. 1906, Nrn. 24, 33 u. 76, Lobenstein 1906.
11. 1907 Aus dem Thüringer Schiefergebirge (Frankenwald). I. Ein deutsches Pickeringit-Vorkommen. — Dies. Jb. f. 1907, **28**, S. 529—536, Taf. 14, Berlin 1907.
12. 1907 Des Gothaischen Oberberginspektors und Zehndners Friedrich Heyn zu Manebach Beschreibung der Bergwerke am Sachsenstein und bei Manebach im Thüringer Walde im Jahre 1695, Leipzig 1695 erschienen. — Älteste geologische Schilderung des Thüringer Untersten Rotliegenden (Manebacher Schichten), seiner Schichtenfolge und Flora. — Nach einem im Herzoglichen Staatsministerium zu Gotha vorhandenen Original (faksimiliert) neu herausgegeben von der Königl. Geologischen Landesanstalt in Berlin 1907, 4°, 7 Blatt.
13. 1907 Über das Vorkommen von Alunit-ähnlichen Kaolinitknollen im Oberoligocän von Leipzig. — Dies. Jb. f. 1907, **28**, S. 537—543, 5 Abb. 1 Profil, Berlin 1907.
14. 1907 Über einige in Raseneisenerz umgewandelte fossile Hirschgeweihe aus einem Raseneisensteinlager der Provinz Posen. — Dies. Jb. f. 1907, **28**, S. 544—548, Taf. 15, Berlin 1907.
15. 1908 Zur Kenntnis der alluvialen Kalklager in den Mooren Preußens, insbesondere der großen Moorkalklager bei Daber in Pommern. — Z. prakt. Geol., **16**, S. 329—339, 1 Taf., 2 Abb., Berlin 1908. Dasselbe übernommen in des Verf.s Heimatkunde des Kr. Naugard 1912 (siehe Nr. 37). — Auch als Sonderdruck unter dem Titel: „Die Wiesenkalklager Norddeutschlands und die Möglichkeit ihrer intensiveren industriellen Erschließung." Berlin, Verlag M. Krahmann.
16. 1909 Beiträge zur Kenntnis des Bleiglanz-Zinkblende-Erzstockes bei Weitisberga im Thüringer Frankenwald und der Geschichte des dortigen Silberbergbaues. I. Teil. — Z. prakt. Geol., **17**, S. 12—24, 3 Abb., Berlin 1909. (Ein II. Teil ist nicht erschienen.)
17. 1909 (Zur Geologie der Borker Heide in Masuren und der angrenzenden Seengebiete). Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Gr. Duneyken und Czychen in den Jahren 1906 und 1907. — Dies. Jb. f. 1907, **28**, S. 1078 bis 1093, 2 Abb., Berlin 1909.
18. 1909 Über die radialen Aufpressungserscheinungen im diluvialen Untergrund der Stadt Naugard in Pommern und ihre Beziehungen zum Naugarder Stau-Os. (Ein Beitrag zur Osar-Forschung). — Dies. Jb. f. 1909, **30**, I, S. 145 bis 156, 5 Profile, 1 Übersichtskärtchen, Berlin 1909.

19. 1909 Die Tropfsteinhöhle im Zechstein-Bryozoenriff bei Thal in Thüringen und ihre genetischen Beziehungen zu den dortigen Schwerspatgängen. — Dies. Jb. f. 1909, **30**, I, S. 567—575, 1 Kartenskizze, 4 Abb., Berlin 1909.
20. 1910 Über ein neues ausgedehntes diluviales Kalklager bei Gr. Drewitz unweit Guben. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, Mber. S. 72—81, 5 Abb. Berlin 1910.
21. 1910 Die Antimonerz-Lagerstätten der Umgegend von Schleiz und Greiz im reußischen Vogtlande. — Z. prakt. Geol., **18**, S. 240—249, 1 Lageskizze, Berlin 1910.
22. 1910 Die neueren Fortschritte der Glazialgeologie Ostpreußens, unter besonderer Berücksichtigung der neuentdeckten arktischen Fossilablagerungen in Masuren. — Verh. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte Königsberg 1910, II, **1**, S. 127—131.
23. 1910 Das Toneisensteinflöz im Dachschiefergebiet bei Lehesten. — In EINECKE & KÖHLER, Die Eisensteinvorräte des Deutschen Reichs. — Arch. Lagerstättenf., H. 1, S. 446—450, Berlin 1910.
24. 1911 Über die Auffindung von Fossilien im untersilurischen Chamosit-Eisenerzlager von Schmiedefeld bei Wallendorf im Thüringer Walde. — Z. deutsch. geol. Ges., **63**, Mber. S. 155—157, Berlin 1911.
25. 1911 Ein neues Vorkommen von Phosphorit-führender unteroligozäner Bernsteinformation bei Steinitten im Samlande und seine Natur als Diluvialscholle. — Dies. Jb. f. 1911, **32**, I, S. 344—352, 2 Profile, Taf. 13.
26. 1911 Das diluviale Bernsteinlager in Masuren. — Königsberger Blätter f. Lit. u. Kunst, Beil. Königsb. Allg. Ztg., 22. Sept. 1911.
27. 1911? Bilder aus der Vergangenheit des Saalfelder Bergbaus. 4 Seiten fol., Saalfeld (o. J.).
28. 1911 Beiträge zur Geschichte des Alaun- und Vitriolbergbaues in der Umgegend von Saalfeld a. S. und zur mineralogischen und geologischen Kenntnis der Vitriolgrotten und Diadochithöhlen (später Feengrotten genannt) bei Garnsdorf unweit Saalfeld a. S., 16 S., 4⁰ (Herausgeg. am 1. 12. 1911 von O. WOHLFART, Saalfeld). (Angeschlossen an: C. GÄBERT, Die Arsen-Heilquelle „Jeremias-Glück").
29. 1911 Die Vitriolgrotten und Diadochithöhlen bei Garnsdorf mit ihren Mineralbildungen. (Auszug aus: Beiträge usw. [siehe Nr. 28], besonders abgedruckt). — „Saalfische", Beibl. d. Saalfelder Kreisbl., Saalfeld 1911.
30. 1912 Über eine Drumlinlandschaft bei Nimmersatt an der russischen Grenze. — Dies. Jb. f. 1911, **32**, I, S. 407—411, 1 Karte im Text, Berlin 1912.
31. 1912 Über ein neues Vorkommen von Pickeringit in Thüringen. — Cbl. Min. 1912, S. 42—43.
32. 1912 Über einige noch unsichere Vorkommen von typischer Litorinafauna in Ostpreußen. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, Mber., S. 5—8, 1 Abb.
33. 1912 Über einige bisher unbekannte Tertiärvorkommen im Regatale und Umgebung in Hinterpommern. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, Mber., S. 52—59, 4 Abb., Berlin 1912.
34. 1912 Asar-Bildungen in Hinterpommern und die Entstehung der sog. Stauåsar und Aufpressungsåsar. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, Mber. S. 102—108, 6 Abb., Berlin 1912.
35. 1912 Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Königsberg, in der Umgebung von Gumbinnen und im Oligocän von Steinitten. — Dies. Jb. f. 1910, **31**, II, S. 631—633, Berlin 1912.
36. 1912 Das Vorkommen von „Diluvialkohle" bei Purmallen, Gwilden und Kl. Tauerlanken an der russischen Grenze. — Dies. Jb. f. 1911, **32**, II, S. 272 bis 284, 3 Profile, 1 Übersichtsskizze. Berlin 1912.
37. 1912 Geologie und Heimatkunde des Kreises Naugard i. P. Ein Beitrag zur Landeskunde Pommerns. VIII u. 134 S., 24 Abb., darunter 1 Karte der Wiesenkalklager nördlich von Daber. Berlin 1912.
38. 1913 Zur weiteren Kenntnis der Quellmoore in Norddeutschland. — Dies. Jb. f. 1912, **33**, II, S. 319—341, 11 Abbildungen, Berlin 1913.
39. 1913 (Bau und Eigenart des Tharauer Tonstaubeckens). Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Tharau. — Dies. Jb. f. 1912, **33**, II, S. 583—587.
40. 1913 Glasierte Sandsteine als Nebenprodukt der ehemaligen Kalksteingewinnung in Ostpreußen. — „Der Steinbruch", **8**, S. 30—32, 2 Abb. Berlin 1913.
41. 1913 Das diluviale Bernsteinlager in Masuren (Im südlichen Ostpreußen). — Der Steinbruch, **8**, S. 461—462, Berlin 1913.

42. 1913 (Über den Gipshut des Salzhorstes von Sperenberg bei Berlin.) — Z. deutsch. geol. Ges., 65, Mber. S. 141—143, 1 Abb. Berlin 1913.
43. 1914 Besprechung von B. Kosmann, Die Verbreitung der nutzbaren Kalksteine im nördlichen Deutschland. — „Der Steinbruch", 9, S. 183—185, 195—197, 270—271.
44. 1914 Der geologische Bau der Umgegend von Labes in Pommern. Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Labes im Jahre 1913. — Dies. Jb. f. 1913, 34, II, S. 638—645, 1 Texttaf., Berlin 1914.
45. 1914 Geologisch-agronomische Karte der näheren Umgebung von Gumbinnen in Ostpr. nebst Erläuterungen. Berlin, Geol. L.-A. 1914, 22 S.
46. 1914 Beiträge zur Geschichte des Thüringer Bergbaus und zur montangeologischen Kenntnis der Erzlagerstätten und Mineralvorkommen des Thüringer Waldes und Frankenwaldes. Erster Teil: Die Goldvorkommen des Thüringer Waldes und Frankenwaldes und die Geschichte des Thüringer Goldbergbaus und der Goldwäschereien. — Arch. Lagerstättenf., 4, 272 S., 18 Abb., 16 Taf., Berlin 1914.
47. 1914 Die Feengrotten von Saalfeld in Thüringen. Thüringens größte Sehenswürdigkeit. — Prospekt, herausg. von der Verwaltung der Feengrotten. Fol. 4 S., Saalfeld 1914.
48. 1914 (Mit A. Berg) Führer durch die Feengrotten von Saalfeld in Thüringen. Unter wissenschaftlicher Mitwirkung von — herausgegeb. von der Grotten-Verwaltung. 60 S., 14 Abb., 5 Kärtchen, Saalfeld 1914.
49. 1914 Über Strudellöcher im Flußbett der Schwarza in Thüringen und ihre gegenwärtige Entstehung. — Dies. Jb. f. 1914, 35, II, S. 271—275, Taf. 22—23, Berlin 1914.
50. 1914 Das masurische Interstadial. — Dies. Jb. f. 1914, 35, II, S. 298—353, Taf. 28—30, 4 Texttaf., 7 Abb., Berlin 1914.
51. 1914 Fortsetzung und Verlauf der samländischen Endmoräne in Ostpreußen. — Z. deutsch. geol. Ges., 66, Mber. S. 264—269, 2 Abb. Berlin 1914.
52. 1915 Die nutzbaren Gesteinsvorkommen Deutschlands. — In Weiss, Handbuch der Steinindustrie, 1. Bd., Berlin 1915. — Ost- u. Westpreußen, Pommern, Posen u. Brandenburg, S. 16—33; Thüringische Staaten, S. 175—183.
53. 1915 Masuren. Skizzen und Bilder von Land und Leuten. — Union, Deutsche Verlagsanst., 108 S., 67 Abb., 1 Übersichtskarte, Berlin 1915.
54. 1915 Über Flugsandebenen an der Ostseeküste im nördlichen Ostpreußen. — Dies. Jb. f. 1915, 36, I, S. 525—544, 9 Abb., Berlin 1915.
55. 1916 Dr. Hess von Wichdorff. Lebensabriß [Autobiographie]. Größt. Fol., 7 S., mit Portrait, o. O. u. J.
56. 1917 Bericht über Aufnahmen auf Blatt Rydzewen. — Dies. Jb. f. 1915, 36, II, S. 553—561, Berlin 1917.
57. 1918 Beiträge zur Geschichte des ehemaligen Zinnbergbaues bei Ölsnitz im sächsischen Vogtlande. — Jb. Berg- u. Hüttenw. Königr. Sachsen, S. 32—50, 1 Übersichtskarte, Freiberg 1918.
58. 1919 Geologie der Kurischen Nehrung. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 77, 196 S., 33 Abb., Profile und Karten im Text, 2 Taf., Berlin 1919.
59. 1920 Über den Nachweis von Spuren alter Flußläufe in Höhlen im westlichen Thüringer Wald. — Z. deutsch. geol. Ges., 72, Mber. S. 42—46, Berlin 1920.
60. 1921 Der Kalkstein als Landschaftsbildner. Vortrag, gehalten auf der 27. Hauptversammlung d. Ver. Deutscher Kalkwerke E. V., S.-Abdr., S. 80—95, Berlin 1921.
61. 1921 Übersichtskarte der deutschen nutzbaren Kalkstein-Vorkommen. Bearbeitet im Auftrage der Preußischen Geologischen Landesanstalt. Maßstab 1:1 800 000. Berlin 1921.
62. 1921 Über das Vorkommen von natürlichen Erdbrandgesteinen am sog. Römerkeller bei Kl. Leipisch in der Niederlausitz. — Z. deutsch. geol. Ges., 73, Mber. S. 269—277. Berlin 1921.
63. 1922 Bericht über Aufnahmen auf Blatt Treuenbrietzen, Buchholz und Hennickendorf in der Mark Brandenburg. — Dies. Jb. f. 1919, 40, II, S. LXXIII bis LXXXIII, Berlin 1922.
64. 1922 (mit R. Hundt) Über das Vorkommen von Graptolithen-Siculae im Obersilur von Saalfeld. — Dies. Jb. f. 1920, 41, II, S. 349—355, Taf. 9, Berlin 1922.

65. 1922 Beiträge zur Geschichte des ehemaligen staatlichen Eisenhüttenwerks zu Wondollek in Masuren — Mitt. literar. Ges Masovia, 26/27, S. 1—11, Lötzen 1922.
66. 1922 Entstehung, Aufbau und Alter des Kalktuffs der paläolithischen Fundstätten von Ehringsdorf und Taubach bei Weimar. — Mannus, 3. Erg.-Bd., S. 12—23, 1 Karte, 1 Profil, Leipzig 1922.
67. 1923 Über das Vorkommen von Gletschertöpfen und Riesenkesseln bei Klingsmühl-Lichtenfeld in der Niederlausitz. — Dies. Jb. f. 1922, **43**, S. 71—74, Taf. 3—4, Berlin 1923.
68. 1924 Zur Erkenntnis der alten Parabeldünen der Kurischen Nehrung als Grundlage der neuzeitlichen Wanderdünen. — Dies. Jb. f. 1923, **44**, S. 280, Berlin 1924.
69. 1924 Die nutzbaren Bodenschätze der masurischen Heimat. — Verlag d. Ortelsburger Ztg., 33 S., Ortelsburg 1924.
70. 1925 Zur Geschichte des Lettenkohlenbergwerks bei Klein-Fahnern. — „Rund um den Friedenstein", Beil. Gothaische Tagebl. v. 10. Juni 1925, 2. Jahrg., Nr. 12.
71. 1925 Zur Geschichte der ehemaligen Eisenhüttenindustrie in Masuren. — Beitr. geol. Heimatk. Masurens, H. 2, 26 S., 1 Übersichtskarte, Ortelsburg 1925.
72. 1925 (Mitarbeit an) M. WILCKE, Die paläolithische Fundstätte an der Schneidemühle bei Breitenbach, Kreis Zeitz. — „Die Mark Zeitz" Beil. Zeitzer Neueste Nachr., 22. 7. 1925, 5 Spalten.
73. 1926 Beiträge zur Geschichte des Ordensschlosses Rhein und der Stadt Rhein im Kreise Lötzen in Masuren. — Verl. Kreisausschuß Lötzen.
74. 1926 Das Schwerspatvorkommen von Leutnitz in Thüringen. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, Mber. S. 6—7, Berlin 1926.
75. 1926 Die geologischen Lagerungsverhältnisse der neuentdeckten paläolithischen Kulturschichten an der Schneidemühle bei Haynsburg unweit Zeitz. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, Mber. S. 121—130, 4 Abb., Berlin 1926.
76. 1926 Beiträge zur geologischen Kenntnis von Masuren. — Sber. preuß. geol. L.-A., **1**, S. 60—66, Berlin 1926.
77. 1926 (mit W. GOTHAN) Zur weiteren Kenntnis der Steinkohlenlagerstätte im untersten Rotliegenden von Manebach in Thüringen. — Dies. Jb. f. 1926, **47**, S. 433—457, 2 Abb., Taf. 15—17, Berlin 1926. (Mit einem längeren „Abriß aus der Geschichte des Manebacher Kohlenbergbaus und seiner ältesten Literatur".)
78. 1927 Über Sphärosiderithorizonte im Culmdachschiefer der Gegend von Lehesten und Probstzella im südöstlichen Thüringer Wald. — Dies. Jb. f. 1927, **48**, S. 141—151, 1 Abb., Taf. 3, Berlin 1927.
79. 1927 Das Saaletalstaubecken im oberen Saaletal. Mit Bildern von Kunstmaler KRAFFT. — „Echo", Auslandsverl., Nr. 19, 21. 7. 1927, Berlin 1927.
80. 1927—1932 Zahlreiche Redaktionsbemerkungen zu Aufsätzen anderer Verfasser in der Z. „Die Thüringer Höhlen", **1** und **2**, Neustadt a. O.
81. 1927 Eine Thüringer Höhle als älteste urkundlich erwähnte Höhle Deutschlands: Die Teufelslöcher bei Jena. — „Th. H." **1**, S. 2—3, Neustadt 1927.
82. 1927 Die Teufelslöcher bei Jena, eine Gipshöhle. — „Th. H.", **1**, S. 3—6, 4 Abb., Neustadt 1927.
83. 1927 Thüringer Höhlenforschung vor nahezu 150 Jahren auf Goethes Anregung: Die Zinselhöhle bei Meschenbach-Rauenstein. — „Th. H.", **1**, S. 6—9, Abb., Neustadt 1927.
84. 1927 Goethe und seine Vorliebe für die Höhle am Gr. Hermannstein bei Ilmenau. „Th. H.", **1**, S. 11—12, Neustadt 1927.
85. 1927 Die ehemalige Eishöhle am Eisenberg bei Wittmannsgereuth unweit Saalfeld und Blankenburg. — „Th. H.", **1**, S. 12—15.
86. 1928 Die Höhlenburg Buchfart bei Weimar. — „Th. H.", **1**, S. 22—24, 2 Abb., Neustadt 1928.
87. 1928 Thüringer Erdfälle und ihre Beziehungen zu unterirdischen Höhlen. Der Erdfall bei Gotha von 1834 und der Erdfall von Zimmern 1924. — „Th. H.", **1**, S. 37—42, Neustadt 1928.
88. 1928 Drei Eibenhorste auf den Muschelkalkbergen Thüringens. — „Pflüger", Thür. Heimatbl., **5**, S. 370—374, Flarchheim in Thür. 1928.
89. 1928 Über frühneolithische Baggerfunde der Ellerbek-Kultur aus der Eckernförder Bucht. — „Mannus", Festgabe f. G. KOSINNA, **6**, Erg.-Bd., S. 20—26, 4 Abb., Leipzig 1928.

90. 1928 Geologie der Gegend im Westen des Dryswiatysees. — „Die Kriegsschauplätze 1914—1918, **10**, Teil 1, S. 47—59, Berlin 1928.
91. 1928 Der innere Bau des Untergrundes des Frischen Haffes von Königsberg bis Pillau. — Dies. Jb. f. 1928, **49**, 1, S. 602—618, Berlin 1928.
91 a. Dasselbe. — Gekürzt als Vortrag in Sber. preuß. geol. L.-A., 1928, S. 132.
92. 1929 Die Arbeiten an der Haunberg-Höhle. — Stadtilmer Anz., 62. Jahrg., Nr. 290, Stadtilm 1929.
93. 1929 Die Erforschung von Höhlen in Thüringen und ihre Bedeutung für den Fremdenverkehr. — „Th. H.", **1**, S. 56—61, Neustadt 1929.
94. 1930 Die Thüringer Dachschieferindustrie. — Z. prakt. Geol., **38**, S. 49—52, Berlin 1930.
95. 1930 (mit A. Götze) Die Grotte von Döbritz bei Pößneck („Wüste Scheuer"). I. Die Döbritzer Grotte. Allgemeines und Geologie. — „Th. H.", **1**, S. 70—83, Abb. 23—36 auf 3 Taf., Neustadt 1930.
96. 1930 (Venus- und Tannhäuser-Höhle am Hörselberg.) — „Th. H.", **1**, S. 111—112, 115—116, Neustadt 1930.
97. 1930 Zum Streit um die Venushöhle. Eine Erklärung der Höhlenforscher. — Eisenacher Tagespost, 8. Dez. 1930; gleichlautende Erklärungen mit der Überschrift „Heimatschutz und Hörselberg" im Gothaischen Tagebl. vom 8. Dez. 1930 und der Eisenacher Z. vom 9. Dez. 1930.
98. 1930 Das „Klingelloch" auf dem Großen Wartberg. — „Luginsland" Nr. 48, Eisenacher Ztg. vom 20. Nov. 1930.
99. 1930 Neue Beobachtungen über die Vorgänge bei der Tropfsteinbildung in Höhlen. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 721, Berlin 1930.
100. 1931 Typische Karsterscheinungen an der Oberfläche der Gipslager der Zechsteinformation bei Krölpa und Öpitz unweit Pößneck. — „Th. H.", **1**, S. 118 bis 124, 7 Abb., Neustadt 1931.
101. 1931 Die Beobachtung von Deckengeriesel in der Tannhäuserhöhle am Hörselberg im Frühjahr 1931. — „Th. H.", **1**, S. 131—132.
102. 1931 Der geologische Aufbau des Vorwalles der Döbritzer Grotte. — „Th. H.", **1**, S. 132—138, Abb.
103. 1931 (Ausgrabungen in der Tannhäuser- und Venushöhle auf dem Hörselberg.) — „Th. H.", 1, S. 139—140.
104. 1931 Die Entdeckung der Altensteiner Höhle im Jahre 1799 und ihre zwei Jahre dauernde Erschließung als Schauhöhle. Nach zeitgenössischen Berichten des Berginspektors Köcher (†) in Glücksbrunn neu herausgegeben. — „Th. H.", **2**, S. 2—8, 13 Abb., Neustadt 1931.
105. 1931 Der Gipsstock von Köstritz und die in seinen Kolken, Klüften und Schlotten sowie in seiner Diluviallehmdecke enthaltenen diluvial-alluvialen Mischfunde von Tier- und Menschenresten. Eine kritische höhlenkundliche Studie des älteren Schrifttums. — „Th. H.", **2**, S. 8—22, Neustadt 1931.
106. 1931 Diluvialgeologische Beobachtungen und Ergebnisse in Masuren. Geschichtliches. Das glaziale Staubecken von Woszellen-Grabnick. — Sber. preuß. geol. L.-A., **6**, S. 100—117, Berlin 1931.
107. 1931 Neue Anschauungen über die Diluvialgeologie Ostpreußens. — Mannus, 3. Erg.-Bd., S. 21—25, Leipzig 1931.
108. 1931 Die Masurenfahrt (29.—31. Juli 1930). — Mannus, 3. Erg.-Bd., S. 122—134, Leipzig 1931.
109. 1932 Zerreißungsklüfte („Abgänge") an Felssteilgehängen der Thüringer Täler, ihre Ursachen und ihre Beziehungen zu gewissen Höhlenbildungen. — „Th. H.", **2**, S. 39—47, Neustadt 1932.
110. 1932 (Die in Gang befindlichen Erschließungen neuer Höhlen in Thüringen.) — „Th. H.", **2**, S. 48, Neustadt 1932.
111. 1932 Ein bedeutsames geologisch-vorgeschichtliches Profil im Bereich der paläolithischen Freilandstation an der Schneidemühle bei Zeitz. — Mannus, **24**, H. 1—3, S. 460—463, 1 Abb., Leipzig 1932.
112. 1932 Der um 6 Meter künstlich gesenkte Sonstag-See bei Widminnen in Masuren und seine Lehren über die geologischen Vorgänge in unseren heutigen Seen. — Sber. preuß. geol. L.-A., **7**, S. 27—34, 7 Abb., Berlin 1932.
113. 1932 Der Orlagau als Mittelpunkt der paläolithischen Besiedlung Thüringens. — Neustädter Kreisbote, Nr. 237 vom 8. Oktober, Neustadt a. O. 1932.
114. Jahr? Auf die Burg des Königs Ysegubs von Galindien. — Lötzener Zeitung.

115. Zahlreiche, nicht durch Namensunterschrift kenntlich gemachte Beantwortungen von Anfragen in Z. „Steinbruch“ und „Steinindustrie“, deren ständiger Mitarbeiter H. v. W. seit 1912 war.
116. Zahlreiche volkstümliche Aufsätze in anderen Zeitungen und Zeitschriften. In Urschrift (ob vollendet?) lagen beim Tode des Verf. vor und befinden sich z. Zt. in Händen des Sohnes:
117. Die Frage der diluvialen Störungen an der Samlandsteilküste von Ostpreußen.
118. Der Küstenschutz an der samländischen Steilküste und die Bohrungen längs des Ostseestrandes.

Geologische Karte von Preußen 1 : 25 000

Lfg.	Blatt	Gradabt. Nr.	Bearbeiter der Karte	Herausgegeb.	Erläuterungen
133	Theerwisch	35.23	KRAUSE, BEHR, KAUNHOWEN, H. v. W.	1909	KAUNHOVEN
134	Farbezin	29.24	ZEISE, H. v. W.	1907	H. v. W.
134	Eichenwalde	29.29	KORN, SCHNEIDER, STOLLER, H. v. W.	1907	KORN
149	Priemhausen	29.34	WUNSTORF, H. v. W.	1910	WUNSTORF
150	Kerschken	19.53	BEHR, H. v. W.	1910	H. v. W.
161	Czychen	19.60	HARBORT, H. v. W.	1912	HARBORT
161	Gr. Duneyken	19.54	HARBORT, RANGE, H. v. W.	1912	H. v. W.
170	Gr. Borckenhagen	30.19	H. v. W.	1912	H. v. W.
178	Bledau	18.2	H. v. W.	1914	H. v. W.
178	Powunden	18.8	H. v. W.	1914	H. v. W.
178	Rudau	18.7	KAUNHOWEN, MEYER, TORNAU, H. v. W.	1914	TORNAU
190	Königsberg-Ost	18.14	H. v. W.	1916	H. v. W.
190	Ludwigswalde	18.20	H. v. W.	1916	H. v. W.
205	Tharau	18.26	H. v. W.	1916	H. v. W.
207	Nimmersatt	3.11	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Memel	3.17	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Schmelz	3.23	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Schwarzort	3.29	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Perwelk	3.35	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Nidden	3.41	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Pillkoppen	3.46	H. v. W.	1916	H. v W. 1919
207	Kunzen	3.51	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Rositten	3.52	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Sarkau	3.56	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
207	Mövenhaken	3.57	H. v. W.	1916	H. v. W. 1919
242	Treuenbrietzen	44.48	KEILHACK, H. v. W.	1922	H. v. W.
242	Buchholz	44.52	H. v. W.	1922	H. v. W.
242	Hennickendorf	44.53	H. v. W., SCHUCHT	1922	SCHUCHT
247	Spremberg	60.25	KEILHACK, PICARD, H v. W.	1929	H. v. W., PICARD
257	Kl. Leipisch	59.27	H. v. W.	1927	H. v. W.
323	Labes	30.20	H. v. W.		noch unveröffentlicht

Geologische Übersichtskarte von Südost-Masuren (Gradabt. 36, Nr. 1—34) im Maßstab 1 : 100 000. In Vorbereitung.

Gutskarte der Landwirtschaftlichen Winterschule Gumbinnen (Gr. Abt. 19, Nr. 30) mit Erläuterungen.

Sitzungsberichte

der Preußischen Geologischen Landesanstalt

1. Paul Dienst:

Vorweisung eines montierten Skeletts von *Nothosaurus* sp. aus dem Mittleren Muschelkalk von Rüdersdorf*)

Seit einem Vierteljahrhundert liegt im Geologischen Landesmuseum eine Gesteinsplatte aus Rüdersdorf mit Skelettteilen eines *Nothosaurus*. Sie gelangte mit der ausgezeichneten Lokalsammlung von Rüdersdorf, die der Chemiker Otto Raab in Berlin in unermüdlichem Sammeleifer zusammengebracht hatte, an unser Museum. Die Platte entstammt dem Mittleren Muschelkalk, während die Mehrzahl der reichlich vertretenen *Nothosaurus*-Einzelknochen und auch das von Henry Schröder so eingehend beschriebene *Nothosaurus raabi*-Skelett dem Unteren Muschelkalk angehören.

Vor etwa Jahresfrist erhielt der Vortragende den Auftrag, für die Galerie sozusagen als Wahrzeichen des Landesmuseums ein Skelett zu besorgen. Da eine Veränderung des Originals von Schröder's *Nothosaurus raabi* nicht in Frage kam und im Zusammenhang erhaltene Skelettreste in unserer Sammlung so gut wie nicht vertreten sind, kam dem Vortragenden der Gedanke, die Montage des jetzt vorliegenden Skeletts zu versuchen, da dabei das prächtig erhaltene, etwa um ein Fünftel kleinere Skelett von *Nothosaurus raabi* ständig als Vorbild herangezogen werden konnte. Trotzdem war, da die erhaltenen Skelettteile weder vollständig noch in ungestörtem Verbande waren, das Unternehmen recht gewagt und nur vertretbar im Hinblick auf die hervorragende Geschicklichkeit unseres Oberpräparators F. Neubauer, dem denn auch für das Gelingen der Präparation das Hauptverdienst zukommt und der beste Dank gebührt.

Vor der Präparation wurde zunächst auf Grund der in natürlicher Größe von G. Hoffmann ausgeführten Zeichnung eine Numerierung sämtlicher Knochen durchgeführt. Darauf erst wurde die Freilegung der Knochen begonnen. Diese liegen alle unter einer gewissen Spannung im Gestein, sie sind splittrig und brüchig wie Glas. Die freiliegende Oberseite wurde daher von dem Präparator zunächst mit Papierstreifen beklebt, um das Wegspringen von Splittern bei der Herauslösung zu vermeiden. Diese Papierstreifen wurden zur größeren Widerstandsfähigkeit des Skeletts an den Knochen belassen, erst bei einer genauen Vermessung müssen sie wieder abgelöst werden. Sämtliche Knochen sind von den sie tragenden Stützen leicht abzunehmen.

---

*) Ein mit Abbildungen und Literaturangaben versehener Aufsatz über den gleichen Gegenstand erscheint im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt für 1933.

Erhalten sind von dem Tiere die letzten sieben Halswirbel, die Rumpfwirbelsäule, einzelne Sacral- und Schwanzwirbel; von den Rippen einige Halsrippen, die meisten Rumpf- und Sacralrippen und einige Schwanzrippen; von den Schulter- und dem Beckengürtel sind große, von den Extremitäten wichtige Teile vorhanden, es fehlen davon die Oberschenkel, die Fußwurzelknochen und fast ganz die Phalangen. Ferner fehlen der Kopf mit dem größten Teil der Halswirbelsäule und der Schwanz. Die Bauchrippen mußten sämtlich ergänzt werden, da die Freilegung der erhaltenen zarten Rippen nicht möglich war.

Die Ergänzung des Skeletts erfolgte in der Weise, daß von vorhandenen, in der Größe entsprechenden Einzelfunden Gipsabgüsse angefertigt und diese Abgüsse eingebaut wurden. Die nicht aus Gips bestehenden Elemente des Skeletts gehören also alle demselben Individuum an.

Der Schädel fehlt dem Skelett und damit fehlt auch die Möglichkeit, die Art des Tieres zu bestimmen. Um das Tier nicht kopflos aufzustellen, wurde ein Schädel geformt, wobei derjenige von *Nothosaurus procerus* H. Schröder als Vorlage diente. Zum Modell des Unterkiefers wurde das in der Symphyse erhaltene Original von *Nothosaurus raabi* bei J. Schuster & R. Bloch genommen. Im übrigen ist der Schädel in seiner Größe und Bezahnung so dargestellt, wie er zu den erhaltenen Skelettteilen anatomisch etwa passend erscheint.

Die Halswirbelsäule ist etwa vom 15. Wirbel ab erhalten. Sie wurde nach vorne zu ergänzt. Die Zahl der Wirbel wurde mit Geissler zu 22 angenommen.

Der Schultergürtel ist bis auf Teile der Coracoidea wohlerhalten. Die Interclavicula war gesprengt, die linke Scapula fehlte. Nach seiner Zusammenfügung wurde der Gürtel so am Skelett befestigt, daß die Coracoidea in horizontale Lage kamen, wodurch die auf den Rippen aufruhenden dorsalen Fortsätze der Scapulae nur schwach nach rückwärts—aufwärts zeigen.

Die Vorderextremität zeigt den kräftigen linken Humerus mit großem Oberarmgelenk. Der Unterarm besteht aus kurzen breiten Knochen, von denen der Radius der schlankere ist. Von den Mittelhand- und -fußknochen ist leider nichts erhalten. Die Rekonstruktion derselben wie auch die der Phalangen, von denen im ganzen nur eine überkommen ist, lehnt sich an die Auffassung H. Schröder's an.

Die Rumpfwirbelsäule besteht aus 20 mit einköpfigen Rippen versehenen Wirbeln, von denen die beiden letzten als Lendenwirbel anzusprechen sind.

Das Kreuzbein war im wesentlichen durch sieben wohlerhaltene Sacralrippen vertreten. Die Zahl der Sacralwirbel wurde daher im vorliegenden Falle zu 4 angenommen. Sie schwankt bei den Nothosauriden zwischen 2 und 6 und ist bei *Nothosaurus* selbst noch unsicher.

Das Becken ist ausgezeichnet erhalten. Das Ilium ist klein, Ischium und Pubis sind flächenhaft groß ausgedehnt. Die Sacralrippen legen sich distalwärts eng an- und aufeinander, so daß die Endfläche etwa der Länge des Iliums entspricht.

Von den hinteren Gliedmaßen waren nur drei Unterschenkelelemente vorhanden, alles andere mußte ergänzt werden, wobei wiederum die von H. Schröder für *Nothosaurus raabi* angenommene Phalangenformel zugrunde gelegt wurde.

Der Schwanz schließlich, von dem nur eine Anzahl sehr variierender Rippen und ein einzelner Wirbelkörper erhalten blieben, mußte in seiner gan-

zen Länge rekonstruiert werden, wobei die angenommene Zahl von 30 Wirbeln nur deshalb gewählt wurde, weil das Gesamtbild des Tieres dadurch harmonisch wurde. Die Gesamtlänge des Tieres ist damit 140 cm.

Die Stellung des Skeletts entspricht derjenigen eines guten Schwimmers. Die in den Ellbogengelenken nicht beugbaren freien Extremitäten wirkten ruderartig. Es ist angenommen, daß das Tier sich mit seinen Vorderbeinen abgestoßen hat, die dann in vertikaler Stellung an den Leib gelegt wurden. Die Hinterextremitäten wirkten im Verein mit dem kräftigen Schwanze als Balancierorgane, nachdem sie sich an der Schwimmbewegung etwa in der Art der Vorderbeine beteiligt hatten.

Wenn es geglückt ist, aus dem Knochenhäuflein ein Skelett zu rekonstruieren, das eine Vorstellung von dem möglichen Aussehen der Gattung *Nothosaurus* gibt, so ist die gestellte Aufgabe gelöst.

Zum Schluß wird die bisher allein vorliegende Rekonstruktion des *Nothosaurus mirabilis* durch E. Fraas nach Williston vorgeführt und zum Vergleich der Versuch eines Lebensbildes von *Ceresiosaurus calcagnii* aus der Trias der Tessiner Kalkalpen von B. Peyer.

Berlin, den 6. Januar 1933.

2. M. Trénel

Über den Einfluß von löslicher und unlöslicher Tonerde auf das Pflanzenwachstum im Sandboden bei und ohne Gegenwart von Kieselsäure*)

Durch das freundliche Interesse des Direktors der Biologischen Reichsanstalt, Herrn Geh. Prof. Dr. Appel, war es möglich, die im vorigen Jahr hier vorgetragenen Fragen an Vegetationsversuchen in Gemeinschaft mit Herrn Dr. Pfeil nachzuprüfen. Früher (loc. cit.) wurde gezeigt, daß Aluminiumsilikate durch Auswaschung der Basen in Gelgemische aus Tonerde- und Kieselsäurehydrat zerfallen; in Übereinstimmung damit hat Vf. in sauren Böden auch des humiden Klimas erhebliche Mengen von in Natronlauge löslicher Tonerde nachgewiesen, die zum Teil als „freies" Tonerdehydrat, zum anderen Teil im Gemisch mit hochfein disperser organischer Substanz und Kieselsäure vorliegt. Die Verteilung der „freien" Tonerde in den Bodenhorizonten ist charakteristisch für den Verwitterungszustand des Profils; die von Herrn Dr. Görz auf dem Blatt Hohenfinow ausgeschiedenen Zustandsstufen der Böden wurden so i. A. bestätigt. — Ein Teil der Tonerde wird löslich, wenn ein Neutralsalz auf den Boden einwirkt.

An Gefäßversuchen mit Hafer wurde deshalb der Einfluß von unlöslichem Tonerdehydrat und von löslichen Aluminiumsalzen auf Wachstum und Nährstoffaufnahme studiert. Aluminiumsalze wie Tonerdehydrat setzten die Aufnahme der Phosphorsäure herab; schädigend auf das Wachstum wirkte jedoch lediglich lösliches Aluminium. Die Aufnahme des Kalis wurde anscheinend nur wenig beeinflußt, die des Kalziums und des Magnesiums dagegen sehr stark. Bei Gegenwart von Tonerdehydrat wirkte lösliches Aluminium erheblich weniger giftig auf das Wachstum ein.

Durch die Kieselsäure wurden Korn- und Stroherträge in Sandkulturen erhöht. Bei Gegenwart von Tonerdehydrat war die Kieselsäure ohne Wirkung. In einem „aluminiumsauren" milden Lehmboden dagegen wurden die Ernten durch die Kieselsäure vermindert. Die gleiche Beobachtung wurde in der Versuchsreihe gemacht, in der die Phosphorsäure in festgelegter Form als Aluminiumphosphat gegeben wurde. — Die Ursachen für die wechselvolle Wirkung des Kieselsäurehydrats konnten nicht erkannt werden; die günstige Wirkung der Kieselsäure scheint darauf zu beruhen, daß das lösliche Aluminium durch das Kieselsäurehydrat gebunden oder adsorbiert wird, so daß die zugeführte Phosphorsäure nicht festgelegt werden kann.

Berlin, den 13. Januar 1933.

*) Vgl. Sitzungsberichte der Pr. Geol. Landesanstalt 1932, S. 106—115

3. Julius Hesemann:

Über eine morphologische Grenze in Norddeutschland

Außer der Grenze der Seenlandschaft, die durch das Brandenburgische Stadium bezeichnet wird, gibt es noch eine zweite morphologische, stratigraphische und geschiebekundliche Grenze in dem Lausitzer Grenzwall i. w. S. Er erstreckt sich in dem mir bekannten Gebiet von Letzlingen auf Burg zu und auf dem Fläming von Niegripp bis Belzig und nach einer Lücke von Luckau bis Muskau. Er ist der südlichste geschlossene Zug von Geschiebepackungen von vorwiegend nordischer Zusammensetzung und der Verhältniszahl 4420. Im Vorland folgen unter Faulschlammbildungen bei Kesselsohl usw. und der Kalke von Belzig im Profil endmoränenartige Kiesrücken (Fliederberge, Höhen von Reetz, Medewitz usw.) mit meist einheimischen und wenigen nordischen (Verhältniszahl 2260) Geschieben. Die Kiesrücken, oft plateauartig erniedrigt, meist breiter und mächtiger als nördliche Diluvialformen entwickelt, stoßen in zahlreichen Einzelloben an den Lausitzer Grenzwall ab. Ihr Liegendes sind interglaziale Kiese (außer Quarz, Kieselschiefer, auch Grauwacken, Grünschiefer, Basalte, manchenorts auch Achate und Porphyre). Die Endmoränen liegen diskordant, im Fläming mit kleiner, bei Senftenberg mit großer Erosionslücke, auf gestauchtem Tertiär und ältestem Diluvium (Quarz, Kieselschiefer und Tertiärmaterial; nordische Geschiebe entsprechend der Verhältniszahl 6310). Das Vorland des Lausitzer Grenzwalls wird von einem breiten Erosionsgürtel begleitet. Drei Vereisungszyklen stoßen am Lausitzer Grenzwall zusammen. Im Vorland lassen sich, wie bisher schon, Elster- und Saale-Vereisung nachweisen, der Lausitzer Grenzwall scheint mir als deutliche Grenze in dreifacher Beziehung die Bedeutung der Randlage einer selbständigen Vereisung, der Warthe-Vereisung, zu haben. Dabei ist der geschiebekundliche Hiatus zwischen dieser und der Saale-Vereisung größer als zwischen Warthe- und Weichsel-Vereisung.

Berlin, den 13. Januar 1933.

4. K. Ihnen:

Die Arbeit im Gelände für die landwirtschaftlich-bodenkundliche Erläuterung

Den Aufnahmearbeiten des landwirtschaftlichen Bearbeiters geht nach Möglichkeit eine Einführung in die geologisch-petrographischen Verhältnisse des Kartengebietes durch den Autor der Lieferung voraus. Hierfür sind zwei bis drei Tage erforderlich.

Anschließend stellt der Landwirt durch Aufgrabungen die petrographischen und physikalischen Verhältnisse aller im Kartenbilde dargestellten Bodenarten sowie ihre Verwitterungserscheinungen fest. Er ermittelt die vorherrschende Ausbildungsform und die örtlichen Verschiedenheiten geologisch gleichartig verzeichneter Böden und zieht die Schlußfolgerungen für die Land- und Forstwirtschaft.

Die Geländearbeiten werden zweckmäßig in Verbindung mit den örtlichen landwirtschaftlichen Körperschaften und praktischen Land- und Forstwirten durchgeführt, die ihrerseits Nutzen aus den Ergebnissen ziehen. Das Interesse ist im allgemeinen lebhaft.

Die Arbeitsmethode des landwirtschaftlichen Bearbeiters wird unter anderem von der jeweiligen geologischen Darstellungsart auf der Karte beeinflußt. Bei weitgehender agronomisch-petrographischer Unterteilung der Bodenarten ist u. U. eine Zusammenfassung in Böden von ackerbaulich ähnlichem Verhalten vorzunehmen. Bei in größerer Ausdehnung geologisch gleichartig dargestellten Flächen ist umgekehrt zu verfahren.

Berlin, den 13. Januar 1933.

5. Hans Udluft:

Über den Fund zweier menschlicher Schädel im Lippetal

Bei den Bauarbeiten für die 2. Fahrt des Dortmund-Ems-Kanals bei Olfen wurde im Herbst 1932 das neue Lippebett fertiggestellt. Die Baustelle liegt 3 km NO Datteln auf der linken Lippeseite (Bl. Waltrop). Das Ufer liegt hier bei ca. 46 m und damit 5—6 m über dem Wasserspiegel der Lippe. Das Gelände ist in die „Inselterrasse, die höhere alluviale Talstufe" zu stellen, die hier unmittelbar an den Fluß herantritt. Sie ist aus einem Wechsel von Sanden, Schlick und Flußlehmen aufgebaut, die allesamt ins Alluvium gehören. Das ist durch eine recht reiche Schneckenfauna belegt. Als Liegendes ist am Eingang des neuen Bettes und in den Brückenpfeilerbaugruben untersenoner Sandmergel angeschnitten worden. Das Diluvium fehlt also. Auf der Kreideoberfläche liegen diluviale Geschiebe in nicht sehr großer Zahl, die als Steinsohle anzusprechen sind. Die sie umgebenden Sande führen Schnecken und Schnekkenbruchstücke, die Herr Schmierer als Lößfauna anspricht. Der Erhaltungszustand dieser und die Tatsache, daß diese Sande ohne Grenze in solche mit einer reichen Alluvialfauna übergehen, beweist, daß die erste Aufschüttung aus nur aus der Nähe herbeigeholtem Material besteht, also auch Löß enthält. Dann folgt die normale Flußablagerung.

Beim Abbaggern der Sande ist eine reiche Säugertierfauna gefunden worden und dabei auch ein menschlicher Schädel, der auf einen etwa 12jährigen Knaben zurückzuführen ist, und dessen Lebenszeit ungefähr 1000 Jahre zurückliegen mag. (Der Schädel ist ausgezeichnet erhalten.)

Während dieser Schädel aus den Sanden des Terrassensockels stammt, gehört ein zweiter, von dem Stirn und Hinterhaupt zusammenhängend vorhanden sind, an die Basis des Alluviums; außerdem wurde hier ein großes Bruchstück eines Rhinocerosschädels gefunden.

Herr Prof. Weinert hatte die Freundlichkeit, beide Schädel zu begutachten. Er beurteilt den letzterwähnten als „durchaus noch in die Variationsbreite des rezenten Menschen fallend. Wenn auch Cro-Magnon-Anklänge vorhanden sind, so sind diese doch nicht ausreichend, um ihn einem fossilen menschlichen Typ zuzuordnen." Beraten durch Herrn Dr. von Jenny versuchte ich, andere *Homo sapiens*-Funde auf ihre Stellung zur Basis des Alluviums hin zu prüfen. Es mußte aber festgestellt werden, daß von keinem anderen Fund bekannt ist, daß er an der Basis des Alluviums gelegen hätte.

Berlin, den 13. Januar 1933.

6. Georg Fischer:

Die Culmgrauwacken

Der Vortragende hat den Versuch gemacht, die quantitative Zusammensetzung der klastischen Komponenten in einer Reihe von Grauwacken aus dem Harz festzustellen. Es ergibt sich dabei, daß die unterkarbonischen, aber auch die devonischen Grauwacken im Harz, überwiegend aus „Labilkomponenten" (meist 65—80 Prozent) bestehen, während Quarz-, Lydit- und Quarzitbröckchen nur den Rest bilden. Erst bei sehr feinkörnigen Typen tritt eine Anreicherung von Quarz ein, im Zusammenhang mit Umarbeitung durch die Gezeitenbewegung, doch kann eine solche Ausmerzung der labilen Bestandteile auch noch bei Sedimenten mit nur 0,1 mm Durchschnittskorngröße fehlen.

Innerhalb der labilen Teilchen walten metamorphe und sedimentäre Gesteine erheblich vor, so daß der Typus der Harzer Grauwacken etwa 70 sedimentäre + metamorphe Geröllchen führt auf 20 klastische Feldspäte und 10 Ergußgesteinsbrocken. Mit abnehmender Korngröße verschiebt sich das Verhältnis zugunsten des Feldspates, da dieser verhältnismäßig widerstandsfähiger ist. Aberrante Typen treten bei Lauterbach und Benneckenstein auf, die bis 98 Prozent Labilteilchen führen; darunter sehr viel Porphyrmaterial. Porphyrdecken und Tuffe bildeten hier das Abtragungsgebiet.

Der Vortragende verwies auf die Notwendigkeit, auch bei der Petrographie der Sedimentgesteine wie bei den Eruptivgesteinen die Altersgliederung durch eine sachliche Gliederung zu ersetzen, wie sie im Verhältnis stabiler und labiler Komponenten und der Korngröße bei klastischen Gesteinen gegeben ist. Die Anschauung, daß die Grauwacken infolge Fehlens einer Pflanzendecke die normale Form klastischer Sedimente im Altpaläozoikum darstellen, wird unter Hinweis auf das Silur, Gedinne, Old-Red, mährische Unterdevon mit ihren Quarzsandsteinen und -konglomeraten bekämpft. Der wesentliche Faktor für die Grauwackenbildung war die tektonische Unruhe bestimmter Räume und Zeiten. Die Grauwacken können daher genetisch durchaus mit alpinem Flysch und mit der Molasse verglichen werden, wie das ja schon mehrfach geschehen ist.

Berlin, den 20. Januar 1933.

7. A. Geller:

Bedeutung von Struktur und Textur für die Gesteinssystematik

Das Gefüge der Gesteine ist für die Systematik von großer Bedeutung, da uns durch das Gesteinsgefüge bessere Hinweise auf die Entstehungsgeschichte eines Gesteins gegeben werden als nur durch Analysen oder Normativmineralberechnungen. Um die Schwierigkeiten unübersichtlicher und uneinheitlicher Benennung der „Strukturen" und „Texturen" zu überwinden, wird eine neue Mitteilungsform entwickelt, die die genetischen Verhältnisse berücksichtigt und eine weitgehende Vergleichung mehrerer Gesteine bei größter Raumersparnis ermöglicht.

Nach der Entstehungsgeschichte, der allmählichen Bildung eines Gesteins mit den Erstausscheidungen beginnend und alle Entwicklungen, Verwachsungen, Neubildungen verfolgend — nach diesen und nach anderen Gesichtspunkten alle möglichen Gefüge herauszustellen, ist wegen der Mannigfaltigkeit der Bildungen unmöglich. Will man aber außerdem Wiederholungen und gleichartige Benennungen zweier Gefüge von verschiedener Entstehung bei ähnlichem Aussehen vermeiden, so müssen alle Einzelbeobachtungen nach der Erscheinungsart getrennt werden und nach der entstehungsgeschichtlichen Zusammengehörigkeit wieder verbunden werden. Dabei kann man auch alle Mengenverhältnisse und Größenordnungen mitberücksichtigen. Das ist sowohl unter rein technischen, nicht zu unterschätzenden Gesichtspunkten bei der Gebrauchsbewertung der Gesteine von praktischem Nutzen, als auch ganz allgemein von größter wissenschaftlicher Bedeutung. Wieweit die Aufteilung dieser oder anderer Gefügeelemente mengenmäßig erfolgt, hängt von der Art der Bearbeitung und der Verwendung ab. Ein allgemeines Schema muß alle Möglichkeiten erfassen, in sich enthalten und nach jeder Richtung erweiterungsfähig sein. Die Entwicklung der „Gefügeformeln" für magmatische, sedimentäre und metamorphe Gesteine wird in einer demnächst abgeschlossenen Arbeit mitgeteilt.

Berlin, den 20. Januar 1933.

8. R. Bärtling:

Das niederrheinische Erdbeben im November 1932

Am 20./21. November 1932 um Mitternacht wurden im Niederrheingebiet, im Neuwieder Becken und im Lahntal Erdstöße gefühlt, die zu den heftigsten gehörten, die hier in historischer Zeit vorgekommen sind. Die Ausdehnung dieses Erdbebens hält sich eng an das niederrheinische Bruchschollengebiet und ging nur wenig darüber hinaus, im Osten bis Enschede, Münster, Hamm, Hagen, im Süden bis zur Ennepestörung, Bonn, dem Nordrand der Eifel und der Ardennen, im Westen bis Brüssel und die holländische Küste. Am stärksten erschüttert ist das Gebiet von Nord-Brabant, südlich von s'Hertogenbosch, wo die Erdbeben-Stärke VI—VII der Mercalli'schen Skala erreichte. Das auf den meisten Erdbebenwarten registrierte Erdbeben war in Heerlen so stark, daß die Schreibnadel des Seismographen über das Schreibband hinaussprang und sich außerhalb verfing.

Das wahrscheinlich sehr flach liegende Epizentrum lag im holländischen Zentralgraben nahe an dessen östlicher Grenzverwerfung, dem Peelbruch. Außerdem waren die Erschütterungen besonders stark bei Heerlen nahe am südwestlichen Randbruch dieses Grabens und in der Gegend des Dorstener Horstes nördlich des Ruhrgebiets. Ein Zusammenhang dieses tektonischen Erdbebens mit den genannten Bruchlinien ist klar erwiesen. Nach Zeitungsnachrichten soll das Erdbeben mit der Trockenlegung der Zuidersee zusammenhängen. Dieser Auffassung kann nicht scharf genug entgegengetreten werden. Die ausgepumpte Wassermenge ist belanglos im Vergleich zu der Bodenbelastung durch jedes Hochwasser und der Küstenbelastung durch die Gezeiten oder der Wassermengen der großen Talsperren. Vielmehr steht der Zusammenhang mit der Bruchschollentektonik des Niederrheingebiets fest. Von großem Wert wäre die Feststellung der etwa verursachten Höhenveränderungen durch eine neue Feineinwägung auf der Strecke Haltern—Wesel—Straelen—Maastricht.

Berlin, den 27. Januar 1933.

9. G. Berg:

Die Entstehung der Eruptivgesteinstypen (Zusammenfassung neuerer Forschungen).

Es werden zunächst die Vorgänge der gravitativen Kristallisationsdifferentiation im Sinne Bowen's besprochen.

Langsame Abkühlung trockener Magmen führt zu vollkommener Trennung in Magnesiumpyroxen und Kalkfeldspat (Norit, Mangerit, Hypersthengranit), schnellere zu gleichzeitiger Ausscheidung diopsidischer Augite und Plagioklase (Gabbro, Anorthosit, Augitgranit). Wassergehalt führt zur Bildung von Hornblende und Biotit, sowie von Muskovit anstatt Kalifeldspat. Früherer oder späterer Beginn der Biotitausscheidung ist vom Wassergehalt abhängig und führt zur Herausbildung verschiedener „Stammestypen". Absinken des Biotits läßt natronreiche granitische Restmagmen, Wiederaufstieg der abgesunkenen Teile wahrscheinlich die Lamprophyre entstehen. Wiederaufnahme von Olivinansammlungen durch alkalireiche Spätdifferentiate führt zur Bildung von Feldspatvertretern. Desilifizierung kann auch durch Aufnahme von Kalk erfolgen (besonders Melilithgesteine). Es wird die Möglichkeit diskutiert, daß gewisse Alkaligesteine mit agpäitischer Restdifferentiation, durch Reaktion mit frühmagmatischen oder sedimentären Eisenerzen im Nebengestein entstehen. — Resorption oder Erhaltung des Olivins führt zur Gesteinsheteromorphie (Basalt oder Atlantit, Essexitbasalt oder Tephrit, weiterhin Trachyt oder Phonolith). Der Begriff der „Möglichen Schmelze" wird dargelegt. Porphyrische Strukturen entstehen auch ohne Aufnahme von Frühausscheidungen infolge des verschiedenen Verlaufes der Keimzahlkurve und der Kurve der Kristallisationsgeschwindigkeit. Wiederaufschmelzung abgesunkener Kristalle in der Tiefe wird angenommen. Die nötige Schmelzwärme wird den unteren Teilen des Magmas entzogen. Es kommt hierbei zu lokaler Unterkühlung und durch deren Ausgleich zur Erstarrung der Bodenschicht mit geringer Aussaigerung. Die Absinkung erfolgt rhythmisch, da die Kristalle die Viskosität des Magmas erst bei einer gewissen Größe bzw. Schwere überwinden können, und nach der Absinkung neue Kristallkeime wieder bis zur nötigen Größe heranwachsen müssen. Die Pseudoschichtung ist eine „rhythmische magmatische Sedimentation". Der Absinkung entgegen verläuft ein Aufsteigen leichter, gasreicher Erstarrungsreste (gaseous transfer), die beim Aufsteigen mit den überlagernden Magmenteilen reagieren, und in den oberen Teilen je nach dem Verlauf der Reaktionen als verschiedene Pegmatittypen oder verschieden automorphosierende Restlösungen erscheinen.

Berlin, den 27. Januar 1933.

10. O. Kaemmerer:

Die heutige Torfindustrie und ihre bergwirtschaftliche Bedeutung

Ein Viertel unserer Moorflächen ist Hochmoor und genügend verbreitet, so daß technisch zunächst nur der qualitativ bessere Hochmoortorf Bedeutung hat. Überwiegend wird er noch nach dem alten Windtrockenverfahren gewonnen. Nach dreijähriger Entwässerung wird die Verwitterungsrinde bis 50 cm abgehoben und als Kulturboden zurückgelassen. Die folgenden 2 m sticht man ganzjährig und verwendet diesen losen Weißtorf zu Stallstreu und dessen Abtrieb zur Bodenverbesserung und Isolierung. Über 100 000 t Jahreserzeugung, größtenteils für Ausland. Die unteren 3—9 m werden zu Brenntorf verarbeitet. Besondere Bagger (Wielandt, Strenge) graben mit tiefem Schlitz an schräger Wand, heben die 90 % wasserhaltige Masse in angeschlossene Formmaschinen und legen backsteinähnliche Soden automatisch auf vorbereitete Trockenfelder. Nach Abtrocknung durch Wind — was 80—100 Tage möglich — auf 30 % wird mechanisch eingesammelt und gestapelt. Etwa $^{8}/_{10}$ der Jahresförderung von 1 Mill. t gehen als Hausbrand glatt ab, der Rest erzeugt in Überlandwerken Wiesmoor und Rühl Strom. In Elisabethfehn wird bis zu 40 t täglich Koks erzeugt, der in der Metallurgie, Chemie, Staubfeuerung u. a. gesucht ist. Die Trocknung im Saisonbetrieb hatte durch gründliche, wissenschaftliche Durchbildung Erfolge bzgl. ungestörter Verdunstung, Erhöhung des Volumengewichts, Schüttgewicht, Transportfähigkeit, Billigkeit, die den Torf handels- und konkurrenzfähig machen. Der gewaltige Vorteil, den eine wirtschaftliche, künstliche Trocknung hat, ließ jahrzehntelang die Forscher nicht ruhen, und heute ist ein gewisser Abschluß erreicht, indem ein Werk im Dauerbetrieb bei 60 t täglich Torfbriketts, nach Madruck, gewinnbringend herstellt, die im Heizwert etwas hinter dem Braunkohlenbrikett bleiben, aber im Effekt gleichwertig sind. Die Entwicklung geht aber weiter und auch im Ausland wird der Wert des Torfs immer mehr erkannt und besonders Rußland ist führend in Rationalisierung und Mechanisierung. Durch hohe Qualität, geringe und unschädliche Asche, lange Flamme, geringen Luftbedarf und hohe Wirkungsgrade (1 kg/kwh), kann er Kohle fast überall ersetzen, er ist nicht allein in Moorgebieten konkurrenzfähig, sondern ist darüber hinaus absetzbar, nur fehlt Kapitalunterstützung. Planwirtschaftliche Güterverteilung würde ihm den gebührenden Platz sichern, daneben schafft er Arbeit, Neuland und Siedlungsmöglichkeit.

Berlin, den 27. Januar 1933.

11. M. Meisner:

Die Metaphysik der Bergwirtschaft (Auszug)

Unter „Metaphysik der Bergwirtschaft" wird hier kurz die Summe aller Beziehungen und Wirkungen verstanden, die die Bergwirtschaft trotz ihrer vorwiegend stofflichen Natur mit der reinen Geisteswelt verbinden oder aus ihr beeinflussen.

Solche Beziehungen und Einflüsse sind zahlreich. Sie verkörpern sich in der Verbundenheit der Bergwirtschaft mit Technik, Weltwirtschaft und Weltpolitik, die alle drei wesentlich im Geistigen wurzeln.

Die Bindung zwischen Bergwirtschaft und Technik ist gegenseitig. Sie beruht darauf, daß der Bergmann dem Techniker die wichtigsten Kraft- und Werkstoffe liefert, ihm aber auch seine Hauptabsatzmärkte verdankt. Technische Erfindungen und Entdeckungen haben Bergbau und Bergwirtschaft teils belebt und befruchtet (Dampfmaschine, Explosions- und Wärmemotor, Thomasverfahren, Stahlveredlung, Kalidüngung, Flugwesen, Radium), teils geschädigt (Luftsalpeter, Erdölasphalt, Kunstgraphit u. a. Ersatzstoffe, Atomzertrümmerung?).

Bergbau und Weltwirtschaft zeigen sich durch den Umfang verbunden, in dem der Bergbau zur Weltrohstoffversorgung beiträgt; auch dadurch, daß Hochkonjunkturen und Wirtschaftskrisen auf den bergbaulichen Förderkurven Wellenberge und -täler bilden, und durch die Lebenswichtigkeit gewisser Bergbauzweige für manche Staaten.

Die Beziehungen zwischen Bergwirtschaft und Weltpolitik sehen wir daran, daß kriegerische Verwicklungen oft bergwirtschaftliche Hintergründe haben (Burenkrieg, russ.-japanischer Krieg, Weltkrieg, Versailles, Ruhrbesetzung, Oberschlesien, Mexiko, Persien, Irak, Chako, Mandschuko); wir sehen sie auch als intern. Zusammenarbeit in großen Bergwirtschaftsfragen (Geologenkongresse, Weltkraftkonferenz, Weltmontanstatistik usw.).

Die Verflechtung zwischen Stofflichkeit und Geistigkeit erklärt der moderne Wissenschaftler, der beide als wesenseins, weil demselben Urgrunde (gesetzmäßiger Bewegung im unendlich Kleinen) entwachsen, nachweist. Er sieht die physikalischen Vorgänge als Luft- oder Ätherwellen; er sieht den Stoff selbst, d. h. die Grundstoffe wesensbedingt durch Schwingungen der Ionenkerne im Atom; und er vermutet die Ursache jeder Geistestätigkeit im Rhythmus der Zellkernbewegung in der grauen Hirnrinde, dem Denkapparat aller vernunftbegabten Wesen. —

Berlin, den 3. Februar 1933.

12. Alfred Stahl:

Inkohlung und Flözlagerung im ostsudetischen Steinkohlenbecken

Der Inkohlungsgrad einer Steinkohle drückt sich einmal in den Daten der Elementaranalyse aus, und zwar besonders im C- und O-Gehalt, ferner in der Höhe der flüchtigen Bestandteile auf Grund der Kurzanalyse. Wenn auch die Beurteilung der Kohlenreife nach beiden Methoden generell meist einheitlich ausfällt, so decken sich doch die Ergebnisse im einzelnen nicht immer. Nach den in Oberschlesien gewonnenen Erfahrungen gebührt dann der Elementaranalyse der Vorrang.

Vertikale Unterschiede der Kohlenreife im Sinne der Hilt'schen Regel werden für das ostsudetische Steinkohlenbecken als gewährleistet anerkannt, zumal bei Beurteilung des Inkohlungsgrades nach den Daten der Elementaranalyse. In Übereinstimmung mit dieser Regel steht auch die Tatsache, daß die Kohlenreife gleicher Flöze mit der Tiefenlage wächst.

Das regionale Inkohlungsbild zeigt daher zunächst eine Abnahme der Inkohlung vom Inneren der oberschlesischen Hauptmulde nach ihren Rändern hin. Die Randmulden von Ostrau—Peterswald, Rybnik und Beuthen sind wesentlich schwächer inkohlt als die Binnenmulde. Am äußersten W-Rand des Beckens nimmt die Inkohlung dann aber gegen W wieder stark zu, wahrscheinlich unter dem Einfluß des von W ausgehenden sudetischen Faltungsdruckes. Ähnliche Verhältnisse dürften für den NO- und vielleicht auch für den S-Rand des Beckens anzunehmen sein unter dem Einfluß der auch hier postulierten Faltungsdrucke. Die Unterbrechung der schwach inkohlten Zone des Randmuldengebietes in der Gegend von Gleiwitz wird auf örtliche Druckerhöhung durch Stauchung der umlaufenden Falten zurückgeführt.

Der Wechsel im Inkohlungsgrad auf Grund der Tiefenlage der Flöze verläuft sprunghaft, wenn stufenförmiger Abfall vorliegt (z. B. Orlauer Falte), andernfalls allmählich. Unter dem Einfluß der Spezialfaltung zeigt die Inkohlungskurve Höhepunkte in den Mulden, Tiefpunkte in den Sätteln.

Ein Einfluß der Schollentektonik auf das Inkohlungsbild ist nicht nachweisbar, ebensowenig ein Einfluß jüngerer Überlagerung. Die Inkohlung scheint vielmehr, wenn man von der im großen zurücktretenden Auswirkung primärer Materialunterschiede absieht, ausschließlich Beziehungen zu den Faltungsvorgängen aufzuweisen und mit letzteren bereits zum Abschluß gekommen zu sein. — Der vollständige Vortrag erscheint im Jahrbuch.

Berlin, den 10. Februar 1933.

13. Hans-Rudolf von Gaertner:

Die Zerschneidung der Hochfläche Thüringens im Schwarzatal und die Entwicklung der heutigen Formen der Landschaft

Die Hochfläche Thüringens zeigt im Bereiche des Schwarzatals eine auffällige Depression. Im allgemeinen liegt sie am Rennsteig 850 m hoch, um nach Norden langsam bis auf 750 m abzufallen. Im Schwarzatal liegt sie immer um 150 m tiefer. Der Abbruch geht außerordentlich scharf und geradlinig auf der Süd- wie auf der Nordseite vor sich. Vermutlich liegt ein junger Bruch vor. Eine zweite Fläche ist in die Hochfläche in der Gegend Meuselbach—Cursdorf eingeschnitten. Sie liegt um 80 bis 100 m tiefer als die eigentliche Hochfläche und um 100 bis 50 m höher als die abgesenkte Hochfläche im Schwarzatal. Sie deutet darauf hin, daß die Hochfläche des Schwarzatals auch einmal in diesem Niveau gelegen hat und so zu zwei Zeiten abgesenkt wurde.

Das Flußnetz läßt auf der abgesenkten Hochfläche noch deutlich die alte Ablaufrichtung von Süden nach Norden erkennen. Auf der Hochfläche deuten alte Schotterreste noch weitere Flußläufe in dieser Richtung an. Die auffälligen Querabbiegungen der Flüsse und die Art der Entwässerung am Tal der Finkenmühle dürfte mit einem ehemaligen Ruhepunkt der Zechsteinkante zusammenhängen. Parallel mit dieser Linie verläuft die heutige Verbreitung der Kalkpflanzen und um 7 km weiter im Norden die Grenze des Zechsteins.

Von dem so angelegten Entwässerungsnetz wurde die Hochfläche in stetem Wechsel zwischen Seiten- und Tiefenerosion zersägt. Die so entstandenen Felsterrassen lassen sich gut mit den Schotterterrassen auf Blatt Blankenburg gleichsetzen. Von besonderem Interesse ist eine jüngste Terrasse 1 bis 2,50 m über dem heutigen Talboden. Ihre Schotter sind oft durch Brauneisen fest verbacken und fast stets goldführend. Sie ist vor allem in den Nebentälern entwickelt. Auch diese Terrasse ist noch als diluvial anzusprechen, denn zwischen Willmersdorf und Gillersdorf legt sich noch diluviale Fließerde in ausgedehntem Maße auf die jüngste Terrasse.

Berlin, den 10. Februar 1933.

14. W. Wolff:

Ziel und Rahmen der diesjährigen Bodenkartierungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Die geologisch-agronomische Flachlandskartierung ist in den 60 Jahren ihres Bestehens methodisch kaum geändert und beruht auf einem heute nicht mehr haltbaren Kompromiß zwischen veralteter Bodendarstellung nach Thaer und eingehender geologischer Gliederung. So gute Dienste die Karten geleistet haben, sind sie doch für den Landwirt in ihrem Doppelwesen schwer verständlich und vor allen Dingen durch neuere Bodendarstellungsmethoden überholt. Nach kleineren Versuchen in den Jahren 1930 und 1931 hat deshalb 1932 die Preußische Geologische Landesanstalt das ganze Meßtischblatt Hohenfinow rein bodenkundlich aufgenommen (zugleich geologisch erneuert) und einen Ausschnitt daraus in 1:10 000 bearbeitet. Ebenso wurde das über 10 000 Morgen umfassende Siedlungsgelände „Hohenzollern" im Kreise Schlawe rein bodenkundlich kartiert. Das Preußische Landwirtschaftsministerium unterstützte erstere Kartierung finanziell; an letzterer beteiligte sich in dieser Hinsicht die Unternehmerin (Bauernhof—Siedlungsgesellschaft). Mit diesen Versuchen ist dringenden Wünschen der Landwirtschaft, insbesondere der Preußischen Hauptlandwirtschaftskammer, die wie einst das Landesökonomiekollegium an der ganzen Entwicklung der Kartierung lebhaften Anteil genommen hat, Folge gegeben, und die endgültige Entscheidung über den künftigen Weg der Flachlandskartierung vorbereitet. Für 1933 wird die bodenkundliche Aufnahme eines Blattes in dem ganz anders gearteten nordwestdeutschen Klima- und Wirtschaftsgebiet bei Soltau beabsichtigt. Die Prüfungen der neuen Aufnahmemethode im Gelände durch die berufenen land- und forstwirtschaftlichen Behörden und privaten Fachleute hatten ein günstiges Ergebnis. Großes Gewicht wird auf eine zweckmäßige, leicht verständliche Darstellung der Ergebnisse gelegt, die die Mängel mancher neuzeitlicher Bodenkarten (Überladenheit und Unübersichtlichkeit) vermeidet, und wenn nicht auf das ganze Kartierungsgebiet, so doch jeweils auf eine geschlossene Bodenprovinz anwendbar ist.

Berlin, den 17. Februar 1933.

15. Kurd von Bülow:

Die theoretischen und kartographischen Grundlagen der Bodenkartierung

Der Bodenklassifikation liegt der biologisch-genetische Gedanke zugrunde, daß jeder Boden, insbesondere jeder norddeutsche Boden, einen Entwicklungsgang durchgemacht hat, der ihn vom rohen Ausgangsmaterial über den Höhepunkt seiner Leistungsfähigkeit bis zu einem wechselnden Stadium der Alterung geführt hat. Steppenböden (Schwarzerden) erreichten ihr Optimum wohl im Boreal, Waldböden (Braunerden) im Atlantikum. Die „Altersstufen" dienen als „Zustandsstufen", die ihrerseits die Grundlage der Bodeneinteilung und kartographischen Darstellung bilden. Diese Vorstellung findet ihren graphischen Ausdruck in dem von Dr. Görz entworfenen, halbkreisförmigen Schema, dessen Sektoren die Zustandsstufen darstellen, während konzentrische Kreise der Einordnung der vorkommenden „Erdarten" dienen. Damit kommt zugleich zum Ausdruck, daß die Dauer des gesamten Entwicklungsganges nicht in letzter Linie eine Funktion der petrographischen Beschaffenheit ist.

Die kartenmäßige Darstellung der Petrographie und des Bodenzustandes hat zwei Hauptmöglichkeiten: Entweder wird die „Stufe" durch Farben und die petrographische Beschaffenheit durch Reißungen usw. gegeben, oder aber Petrographie und Zustandsstufe werden durch eine Farbe ausgedrückt. Im letzteren Fall sind zusätzliche Zeichen für petrographische Besonderheiten nicht zu umgehen. In beiden Fällen werden besondere Fälle (abgetragene und zusammengeschwemmte Böden) und zusätzliche Einflüsse, insbesondere seitens des Sicker- und Grundwassers u. a., durch eigene Farben und Zeichen zum Ausdruck gebracht. Die erste Art der Darstellung eignet sich in erster Linie für Kartenwerke wissenschaftlicher Art, während die zweite Art wissenschaftlichen Ansprüchen nicht genügt, wohl aber infolge ihrer Einfachheit geradezu wie für die Praxis der angewandten Bodenkunde geschaffen ist.

Was den Maßstab angeht, so sind wissenschaftliche Kartenwerke in 1:25 000, 1:200 000 und 1:500 000 erwünscht, während die Karten für die Praxis — bei denen es sich häufig um Einzelkarten handeln wird — im Maßstab 1:10 000 und nur selten in größeren Maßstäben den meisten Anforderungen genügen[1]).

[1]) Eine ausführliche Darstellung erscheint in Kürze im Jahrbuch.

Berlin, den 17. Februar 1933.

16. G. Görz:

Die Auswertung bodenkundlicher Karten in der Praxis*)

Untersucht und kartenmäßig dargestellt werden bei landwirtschaftlich genutzten Höhenböden: Bodenart, Zustandsstufe und Krumenbeschaffenheit. Bei der Feststellung der Bodenart wird Wert auf die mineralogische oder petrographische Zusammensetzung gelegt. Aus ihr werden abgeleitet: spezifische Leistungsfähigkeit, Ertragsicherheit, Bearbeitbarkeit, Wasserhaushalt usw., also die Grundlagen für die Auswahl der standortsgemäßen Kulturpflanzen, Aufstellung einer Fruchtfolge und Schlageinteilung. Die Zustandsstufe wird in der Praxis zum Maßstab für den zur Erzielung optimaler Leistung notwendigen Aufwand. Sie sagt etwas aus über Humusergänzung, Kalkung, Nährstoffvorrat, Bearbeitbarkeit und gestattet damit einen Überschlag über den Aufwand an Stalldünger, Kalk, Kunstdünger und Anspannung. Die Ackerkrume als etwas künstlich Geschaffenes muß gesondert beurteilt werden; Tiefgründigkeit und Humusgehalt stehen in keinem unmittelbaren Zusammenhang mit Bodenart und Zustandsstufe. Eine gute Krume rechtfertigt das Einsparen von Kalk und Nährstoffbasen noch nicht, wenn sich der Untergrund als stark verarmt erweist. Die Beurteilung der Niederungsböden erfolgt nach denselben Gesichtspunkten, jedoch liegen die Zustandsstufen im allgemeinen vor dem Optimum der Leistungsfähigkeit. Die Krume ist bei ihnen meist organisch-genetisch mit dem Boden verbunden; bei Moorböden tritt an die Stelle der Bodenart die Moorart. Die Einordnung in Zustandsstufen richtet sich bei Moorböden nach dem Zersetzungsgrad. Bei der Beurteilung forstlich genutzter Böden genügt zur ausreichenden Kennzeichnung die Feststellung von Bodenart und Zustandsstufe.

Bei der Auswertung der bodenkundlichen Karte durch den Taxator oder Boniteur werden den drei Beobachtungsgruppen Wertzahlen beigeordnet und durch Produktbildung der Endwert des betreffenden Bodens festgestellt. Die sich ergebende Wertskala kann durch Einteilung in acht Klassen der Katasterbonitierung und durch Einordnung in den hundertteiligen Schätzungsrahmen der Reichseinheitsbewertung angeglichen werden. Gewisse Sondereinflüsse, wie Bodenwasser, Grundwasser, Hanglage, Steinbestreuung usw., werden zusätzlich berücksichtigt. Betriebswirtschaftliche Einflüsse, Marktlage usw. bleiben, als außerhalb des Kompetenzbereiches des Bodenkundlers liegend, der Berücksichtigung durch den Taxator überlassen*).

*) Eine ausführliche Darstellung folgt in Kürze im Jahrbuch.

Berlin, den 17. Februar 1933.

17. K. Stockfisch:

Zur Frage der Entstehung von Kohlen

Das als Ausgangsmaterial für die Kohlenbildung in Betracht kommende Pflanzenmaterial ist äußerst kompliziert zusammengesetzt und zeigt eine sehr verschiedene Resistenz gegenüber biologischen und chemischen Prozessen. Von den Hauptbestandteilen der Zellwand der Pflanze dürften die Zellulose und das Lignin am widerstandsfähigsten sein. Daher wurde 1920 von Fischer & Schrader eine Theorie aufgestellt, die besagt, daß die Zellulose durch Bakterien aufgezehrt wird und nur das Lignin für die Kohlenbildung in Frage kommt. Durch sehr zahlreiche Arbeiten im letzten Jahrzehnt ist versucht worden, diese Annahme zu entkräften. Betrachtet man z. B. unvoreingenommen die Arbeiten von Berl und seinen Schülern sowie die zahlreichen anderen Arbeiten, so muß man doch wohl sagen, daß die Theorie von Fischer & Schrader dahin abgeändert werden muß, daß außer dem Lignin auch die Zellulose an der Kohlenbildung beteiligt ist.

Nach dem Ergebnis der bisher erschienenen Arbeiten ist anzuführen, daß man den Inkohlungsprozeß als eine Druckdestillation bezeichnen kann, wobei die entstehenden Produkte kondensiert und polymerisiert werden. In wesentlich anderer Richtung gehen die Theorien von Taylor und Stadnikoff. Taylor ist der Meinung, daß die Art der Umwandlung der Pflanzensubstanz lediglich durch die überlagernden mineralischen Deckschichten bedingt ist. Je nach der Natur derselben entstehen entweder aus dem Torf Braun- oder Steinkohlen. Diese Annahme ist verschiedentlich in englischen Kohlengruben geprüft worden, wobei sich angeblich ihre Richtigkeit herausgestellt haben soll.

Stadnikoff wies durch Laboratoriumsversuche nach, daß Torf mit Sand überdeckt schon nach Verlauf von einigen Monaten eine Veränderung erleidet. Daß in gewissem, wenn auch anderem Sinne die Deckschichten von Einfluß auf die darunter liegenden Kohlenflöze sind, konnte auch in der Arbeit von Potonié & Stockfisch nachgewiesen werden. Es konnte z. B. festgestellt werden, daß, wenn das Hangende von Braunkohlenflözen gasdurchlässig ist, die diffundierende Luft (Sauerstoff) eine Bildung von Huminsäure unter Schwinden der Substanz bewirkt. Bei Weichbraunkohlen (Humodilen) konnten zwei verschiedene Arten von Oxydationen festgestellt werden, und zwar eine energische, die durch Zerstörung des Stabilprotobitumens zum Kohlenmulm (Apoxydil) führt und eine mildere, die das Stabilprotobitumen nur umwandelt und zur Farbkohle (Xanthoxydil) führt. Die Einwirkung der oben genannten Faktoren auf die lignitische Substanz der Braunkohle ist bisher noch nicht geprüft worden.

Berlin, den 24. Februar 1933.

18. Platte:

Die für den Geologen wichtigen Änderungen des preußischen Bergrechts seit dem Weltkriege

Die für den Geologen wichtigen Änderungen des preußischen Bergrechts betreffen erstens zwei in § 1 des Allgemeinen Berggesetzes erwähnte Mineralien, nämlich Steinkohle und Braunkohle. Was die Steinkohle angeht, so erfolgte zunächst durch Gesetz vom 11. Dezember 1920 innerhalb des Staatsvorbehaltsgebiets nach dem Gesetz vom 18. Juni 1907 eine Sonderregelung für die Provinzen Sachsen, Hannover und Hessen-Nassau, den Regierungsbezirk Liegnitz, die Bergreviere Werden und Witten sowie das Gebiet der Wealdenablagerung. Dem schloß sich für den Rest des Staatsvorbehaltsgebiets das Gesetz vom 22. Mai 1922 an. Die Verleihung des Bergwerkseigentums auf vorbehaltene Steinkohle wurde neu geregelt durch Gesetz vom 3. Januar 1924. Schließlich erfuhr durch Gesetz vom 22. Juli 1929 das Gebiet des Staatsvorbehalts eine Ausdehnung auf die Provinz Brandenburg mit der Stadtgemeinde Berlin und auf das sog. Mandatsgebiet. Was die Braunkohle angeht, so wurde durch Gesetz vom 3. Januar 1924 ein Staatsvorbehalt geschaffen in den Provinzen Hessen-Nassau, Sachsen, Brandenburg, Niederschlesien, Oberschlesien, Grenzmark Posen-Westpreußen und der Stadtgemeinde Berlin.

Die Änderungen betreffen zweitens die nicht in § 1 des Allgemeinen Berggesetzes aufgeführten Mineralien Phosphorit und Erdöl. Nach dem Gesetz vom 9. Juni 1923 muß der Grundbesitzer unter gewissen Voraussetzungen den Abbau von phosphorhaltigen Mineralien und Gesteinen auf seinem Grundstück gestatten. Nach dem Gesetz vom 22. Juli 1929 besteht in der Provinz Brandenburg, der Stadtgemeinde Berlin und dem Mandatsgebiet ein Staatsvorbehalt auf Erdöl, Erdgas, Bergwachs, Asphalt, Ölschiefer und Ölsandstein.

Drittens sind bedeutungsvoll: Das Gesetz vom 22. Juli 1922 über die Regelung der Grenzen von Bergwerksfeldern und das Gesetz vom 22. April 1922 über die Vereinigung von Steinkohlenfeldern im Oberbergamtsbezirke Dortmund.

Berlin, den 3. März 1933.

19. J. Behr:

Referat über
Karl Fischer: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Weser-Allergebiet. Jb. Gewässerk. Norddeutschl. 1932

Der verdienstvolle Metereologe der Preuß. Landesanstalt für Gewässerkunde behandelt die Richtigkeit der Grundgleichung des Wasserhaushaltes eines Flußgebietes

N (Niederschlag) = A (Abfluß) + V (Verdunstung) + [R (Rücklage) — B (Aufbrauch früherer Rücklagen)]

an dem Weser-Allergebiet.

Für den Geologen sind folgende Ergebnisse wichtig:

1. Daß die Abflußhöhe vom geologischen Schichtenaufbau beeinflußt wird, da dieser die Größe des Speicherraumes für die Rücklagen in niederschlagsreichen Zeiten bedingt.

2. Daß die Verdunstung abhängig ist außer von physikalisch-metereologischen Bedingungen sehr wesentlich von dem großen Verdunstungsapparat der Pflanzenwelt, nicht aber vom geologischen Schichtenaufbau.

3. Daß man aus der berechenbaren Dauer und der Stärke der Nachwirkungen der Niederschlagsmenge auf die Abflußhöhe ein Charakteristikum für das Speichervermögen des Bodens und des Untergrundes gewinnen kann.

Die Bedeutung des Speichervermögens des Bodens und der Einfluß der Pflanzenwelt auf die Verdunstung ergibt sich aus den Beobachtungen des Grundwasseranstaues in den Sandergebieten östlich und westlich von Schwerin a. d. Warthe.

Durch die Vernichtung vieler tausender Hektar Wald durch die Forleule sind die natürlichen Wasserhebewerke stillgelegt. Die Hebung des Grundwasserspiegels ist eine natürliche Folge. Andererseits genügen, wie die jahrzehntelang durchgeführten Niederschlagsmessungen und Grundwasserspiegelmessungen einwandfrei ergaben, mehrere Jahre mit erhöhten Niederschlägen hintereinander, um in Gegenden ohne genügende Vorflut ein Steigen des Grundwassers zu bewirken.

Auch metereologische Vorgänge verlangen, wie die geologischen, die Wertung des Faktors Zeit.

Berlin, den 10. März 1933.

20. C. Dietz:

Die Schichtenfolge des Baugrundes von Groß-Berlin

Die diluvialen Schichten sind im Stadtgebiete an der Tagesoberfläche erst vom Interglazial II ab (Saale-Weichsel-Eiszeit) zu beobachten. In Sandgruben wurde als Faulschlammsand anstehendes Interglazial II in den Rauhen Bergen von Mariendorf (F. Kaunhowen und C. Dietz) und in den Kanonenbergen, westlich der Müggelberge (F. Kaunhowen) erkannt. An beiden Stellen ist das Interglazial durch Eisdruck aufgefaltet. Außerdem ist das Interglazial II in Bohrungen beobachtet: im Untergrunde des Verschiebebahnhofes Tempelhof, in der Maxstraße (Bez. Wedding), am Bhf. Zoolog. Garten, in der Hartwigstraße (Bez. Pankow), ferner in Buchholz und am Wannsee.

Die drei wichtigsten Diluvialprofile des Stadtgebietes sind:

<table>
<tr><th>Geologische Bezeichnung</th><th>Teltow-Hochfläche</th><th>Spreetal</th><th>Barnim-Hochfläche</th></tr>
<tr><td>∂as</td><td></td><td>Talsand</td><td></td></tr>
<tr><td>∂s_3</td><td>Sand</td><td rowspan="4">Bei der Auswaschung des Spreetales abgetragen</td><td>Sand</td></tr>
<tr><td>∂m_2</td><td>Geschiebemergel (obere Abteilung)</td><td rowspan="3">Geschiebemergel = ∂m</td></tr>
<tr><td>∂s_2</td><td>Sand mit der Rixdorfer Fauna</td></tr>
<tr><td>∂m_1</td><td>Geschiebemergel (untere Abteilung)</td><td>Geschiebemergel (untere Abteilung)</td></tr>
<tr><td>∂s_1</td><td>Sand</td><td>Sand</td><td>Sand</td></tr>
<tr><td>di</td><td>Interglazial II: Faulschlammsand</td><td>Interglazial II: Stark humoser Sand und Wiesenkalk</td><td>Interglazial II: Faulschlamm und Wiesenkalk</td></tr>
<tr><td>ds</td><td>Sand</td><td>Sand</td><td>Sand</td></tr>
</table>

Durch die Auswaschung des Spreetales ist bisweilen auch noch die untere Abteilung des Oberen Geschiebemergels (∂m_1) beseitigt worden. Der Talsand kann infolgedessen die Stufen ∂s_1 ∂m_1 und ∂s_2 ungleichförmig überlagern.

Mit Ausnahme des Interglazials II haben sich sämtliche diluviale Schichten als guter Baugrund für normale Hausbauten erwiesen.

Im Gegensatz hierzu stehen die wenig tragfähigen Schichten des Alluviums. Feiner, meist humoser Sand, Torf, Faulschlamm, Kieselgur und Wiesenkalk der Rinnengebiete ergeben einen schlechten Baugrund.

Berlin, den 10. März 1933.

21. K. Utescher:

Einige Bemerkungen zur Frage der nichtstandfesten Tone

Zum Studium der Frage, welche inneren, auf der chemischen Zusammensetzung beruhende Eigenschaften die Rutschneigung von Tonen bedingen oder begünstigen, erschienen zwei Vorkommen besonders geeignet, bei denen in benachbarter Lagerung bzw. im Profilverband Horizonte von durchaus unterschiedlichem physikalischen Verhalten bei gleicher Herkunft auftreten. Dies waren einmal ein südafrikanischer Rotlehm und black turf[1]), die nachweislich aus demselben Gesteinsmaterial entstanden sind. Der Rotlehm bedeckt als durchaus standfester, körniger Boden vorzugsweise die Hänge, während der Schwarzboden, der in Regenzeiten eine zähe, plastische Masse bildet, mehr die tieferen Lagen, Gerölltaschen usw. ausfüllt; zweitens ein Profil aus einer Tongrube am Streitberg bei Sarstedt, bei dem über einem grauschwarzen, bei Durchfeuchtung fließenden Ton eine etwa 4 m starke, schwach verlehmte, standfeste Verwitterungsdecke liegt, die in drei Horizonte gegliedert ist. Zum Vergleich ist ein sehr standfester Liäston aus der Tongrube am Bahnhof Bünde i. W. danebengestellt.

Die eingehende chemische Untersuchung hat folgendes gezeigt: 1. In den zum Fließen neigenden Tonen deuten verschiedene Anzeichen auf das Vorhandensein freier Kieselsäure — neben Tonerde — hin, während das standfeste Material einen lateritischen Verwitterungseinschlag — nur freie Tonerde — zeigt. 2. Die austauschbaren Basen zeigen bei den zum Fließen geneigten Tonen stärkere Beteiligung des einwertigen Basenanteils — bis 29 % — und in diesem wieder stärkeres Hervortreten des Natrons — bis zum Siebenfachen des Kali. Beim standfesten Material dagegen beträgt der Anteil der einwertigen Basen nur 6—8 % und der des Natrons nur das 1½—3½fache vom Kali. 3. In den rutschenden Tonen wird ein schlecht zersetzter, ungesättigter Humus mit einem Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnis von 18 bis 37 : 1 festgestellt, während es in dem gesunden Humus der standfesten Horizonte unter 10 : 1 liegt. Die Verwitterungsdecke über dem fließenden Ton am Streitberg zeigt nach oben hin eine allmähliche Besserung sämtlicher Werte und damit verbunden des physikalischen Verhaltens.

[1]) Behrend, F. & Utescher, K.: Einige Bodentypen aus versch. Klimagebieten des südlichen Afrika. — Z. Pflanzenern., A 26, 1932, S. 175.

Berlin, den 10. März 1933.

22. Hans Bode:

Die Flora des Flözleeren

Die genaue Eingliederung des Flözleeren des Rheinisch-Westfälischen Gebietes auf Grund der Flora hat bisher noch nicht in befriedigender Weise durchgeführt werden können, da der von Gothan schon früher definierte „Paläobotanische Abbruch", der in Schlesien die Grenze zwischen Rand- und Binnengruppe bzw. zwischen Waldenburger Schichten und Hangendzug kennzeichnet, in Westfalen noch nicht festgelegt werden konnte. Dieser Paläobotanische Abbruch liegt entsprechend dem Abkommen der Heerlener Konferenz von 1927 im oberen Teil des Namurs.

Aus dem durch das Vorkommen von Goniatiten gestützten Vergleich des Flözleeren und der Hangenden Alaunschiefer mit der Stufe von Chokier in Belgien hat sich eine gewisse Wahrscheinlichkeit dafür ergeben, daß der Paläobotanische Abbruch sich in Westfalen zwischen dem Flözleeren und den Hangenden Alaunschiefern befindet. Diese Vermutung wird durch die Untersuchungen des Vortragenden gestützt. Es zeigt sich, daß die Flora des Flözleeren durchaus noch das Gepräge der jüngeren Floren aufweist, d. h. sich eng an die Pflanzengemeinschaft der Magerkohle und der Eßkohle anschließt. Ältere Formen, wie sie aus den Schichten unterhalb des Paläobotanischen Abbruchs bekannt sind, z. B. aus Schlesien, sind im Flözleeren nicht vorhanden.

Diese älteren Florenelemente waren bisher auch aus den Hangenden Alaunschiefern nicht bekannt. Die wenigen Pflanzenreste der Hangenden Alaunschiefer ließen eine endgültige Entscheidung über die Lage des Paläobotanischen Abbruchs nicht zu. Durch die neueren Untersuchungen des Vortragenden sind nun aber Anzeichen dieser älteren Pflanzengemeinschaft in den Hangenden Alaunschiefern festgestellt worden, und zwar in der Form von Stengeln mit *Lyginodendron*-Struktur, die, wie sich aus dem Vergleich des Auftretens von *Lyginopteris*-Arten in Westfalen und Oberschlesien ergibt, mit größter Wahrscheinlichkeit zu denjenigen Formen gehören, die die Schichten unter dem Paläobotanischen Abbruch charakterisieren *(Lyginopteris stangeri, L. porubensis* u. a.). Es ist nach diesen Feststellungen wahrscheinlich, daß sich der Paläobotanische Abbruch in Westfalen im oberen Teil der Hangenden Alaunschiefer befindet. Da andererseits der untere Teil der Hangenden Alaunschiefer noch echt kulmische Fossilien führt, muß man als Äquivalent der bis 3000 m mächtigen oberschlesischen Randgruppe in Westfalen den mittleren und oberen Teil der Hangenden Alaunschiefer annehmen, der insgesamt eine Mächtigkeit von höchstens 50—75 m hat.

Berlin, 17. März 1933.

23. W. Gropp:

Palaeobotanisch-stratigraphische Vergleiche innerhalb des niederschlesischen Karbons

Der im Karbon Niederschlesiens zwischen Liegendzug und Weißsteiner Schichten stark hervortretende „floristische Einschnitt" beruht wahrscheinlich auf einer Sedimentationslücke, die in einer diskordanten Überlagerung des Liegendzuges durch die Konglomerate der Weißsteiner Schichten mit plötzlich auftretender jüngerer Flora zum Ausdruck kommt. Die Flora der Weißsteiner Schichten schließt sich eng an die des Hangendzuges an und ist durch das häufige Vorkommen von *Neuropteris schlehani* gekennzeichnet. Der Hangendzug läßt sich floristisch in zwei Gruppen gliedern. Der untere Teil enthält neben *Neur. schehani* die weitmaschige *Lonchopteris conjugata*. Der obere Hangendzug wird durch *Lonch. rugosa* charakterisiert. Diese wichtige Leitform ermöglicht eine annähernde Parallelisierung der Flöze des Waldenbürger Zentralreviers mit denen des entfernt liegenden und abweichend ausgebildeten Neuroder Reviers. Im Waldenburger Revier tritt *L. rugosa* anscheinend erstmalig über dem 3. Flöz der Glückhilf-Friedenshoffnungsgrube auf. Im Neuroder Revier ist die Art zum ersten Male über dem 3. Wilhelm-Flöz der Wenzeslausgrube, über dem Röschenflöz der Rubengrube und über dem Tonflöz bzw. dem 7. Flöz der Johann-Baptistagrube nachgewiesen. Der dadurch gekennzeichnete Flözhorizont wird etwa als Basis des oberen Hangendzuges angesehen.

Die Einpassung des niederschlesischen Karbons in das Heerlener allgemeine Gliederungsschema läßt sich wegen des Fehlens mariner Horizonte oder sonstiger Fauna nur in großen Zügen und nur mit Hilfe der Flora durchführen. Die wichtige Grenze zwischen Namur und Westfal *(Gastrioceras subcrenatum* über Flöz Sarnsbank im Ruhrbezirk) geht in Niederschlesien wahrscheinlich mitten durch die Weißsteiner Schichten hindurch. Die Unterkante des Hangendzuges ist etwa in das Nivo von Flöz Sonnenschein zu legen, während die Grenze zwischen dem unteren und dem oberen Hangendzug auf Grund des ersten Auftretens von *Lonch. rugosa* ungefähr dem Katharina-Horizont entspricht. Der untere Hangendzug und ein Teil der Weißsteiner Schichten gehören demnach ins Westfal A, der obere Hangendzug ins Westfal B. Westfal C ist im deutschen Teil Niederschlesiens wahrscheinlich vorhanden, aber wegen Fossilmangels nicht nachweisbar. Stefanische Sedimente sind im deutschen Teil nicht flözführend wie auf dem böhmischen Flügel.

Berlin, den 17. März 1933.

24. W. Benade:

Die chemische Untersuchungsmethodik von Binnensee-Sedimenten

Unter Anleitung von R. Potonié hat G. v. Meyeren den Grund des Sakrower Sees kartiert. Neben den Mineralbestandteilen der Schlammarten wurde vor allem der organische Inhalt einer genaueren Prüfung unterzogen. Die chemische Arbeitsrichtung ist durch diese Kartierung gegeben: es soll versucht werden, die organische Substanz der Sedimente möglichst weitgehend zu definieren.

Die physikalischen Untersuchungen erstrecken sich auf Körnung, spez. Gewicht, Sedimentvolumen, Wasserkapazität und Litergewicht bei voller Wasserkapazität. Es wird eine Vollanalyse der anorganischen Stoffe ausgeführt, der Fehlbetrag an 100 wird als organische Substanz bezeichnet.

Die Analysenmethode der organischen Substanz ist ähnlich der von Waksman für Pflanzenmaterial angegebenen, sie unterscheidet sich aber in wesentlichen Punkten von dieser. Die im Vakuum über P_2O_5 getrocknete Substanz wird zuerst mit CCl_4 extrahiert. Fett, Wachs, Harz, freier Schwefel wird gelöst. Dann erfolgt Extraktion mit Alkohol, verbunden mit Druckerhitzung auf 130° (5.6 Atm.) und Nachextraktion mit Benzol-Alkohol-CCl_4-Gemisch. Hierbei werden gelöst: Chlorophyll, Carotinoide, Glykoside, Lipoide, wenig Pflanzeneiweiß und Mineralstoffe.

In den Extrakten und im Rückstand wird C, N und Asche bestimmt. Der extrahierte Rückstand wird mit 2½ % H_2SO_4 hydrolysiert. Hierbei werden Hemizellulosen (Pektinstoffe) gelöst. Ferner wird ein großer Teil des Eiweißes hydrolysiert, außerdem werden viel Mineralstoffe gelöst. Im Filtrat wird Zucker bestimmt (× 0,9 = Hemizellulosen), im Rückstand wird Trockensubstanz, C, N und Asche ermittelt. Ein anderer Teil der extrahierten Substanz wird mit 72 % H_2SO_4 vorbehandelt und nach Verdünnung hydrolysiert. Hierbei wird die Zellulose verzuckert, außerdem werden weitere Eiweißstoffe gespalten. Zuckergehalt — Hemizellulosenzucker × 0,9 = annähernde Zellulosemenge. Der Rückstand enthält stabile organische Verbindungen: Lignin, Eiweiß, Chitin. Wiederum wird Trockensubstanz, C-, N- und Aschengehalt ermittelt. Auf diese Weise wird die organische Substanz in 6 Gruppen zergliedert: 1. Fett, Wachs, Harz; 2. Farbstoffe, Lipoide, Glykoside, alkohollösliches Pflanzeneiweiß; 3. hydrolysierbare Eiweißsubstanzen; 4. Hemizellulosen, Pektin; 5. Zellulose; 6. Lignin, Chitin, nichthydrolysierbares Eiweiß. Grundlage der Berechnung ist 1 Liter Schlamm bei voller Wasserkapazität.

Berlin, 17. März 1933.

25. W. Wunstorf:

Ältestes Tertiär und Senon auf dem Wassenberger Spezialhorst

Die im Wassenberger Spezialhorst liegende Schachtbohrung Sophia Jacoba IV hat ein Profil erschlossen, das zum erstenmal ein genaues Bild von dem Schichtenverband des ältesten Tertiärs geliefert und außerdem Senon nachgewiesen hat.

Für die Ausbildung des Oligozäns, von dem Mittel- und Unter-Oligozän entwickelt sind, hat sich nichts wesentlich Neues ergeben. Seine Mächtigkeit ist 95 m.

Unter dem Unteroligozän folgen in einer Mächtigkeit von 24,90 m Kalksande und graue Sande, die reich sind an Turritellen und Muscheln, und tiefer 16,50 m mächtige feste, z. T. kristallinische Kalke und Mergel mit einer ebenfalls reichen Schnecken- und Muschelfauna. Die Kalke und Mergel gehören zum Danien und vertreten zusammen mit den Turritellen-Sanden das Paleozän.

Die tieferen Schichten umfassen im wesentlichen Braunkohle führende, graue, kalkfreie Feinsande und grobe Kalksande, die in wiederholter Wechsellagerung auftreten. In den Kalksanden wurden Inoceramen und *Belemnitella mucronata* nachgewiesen, die das obersenone Alter der Schichtenfolge beweisen. An der Basis liegen graue und rotbraune kalkfreie Tone, in die wieder kalkfreie Sande mit Braunkohleteilchen eingeschaltet sind.

Die groben Kalksande sind marine Strandbildungen, während die Sande mit Braunkohle als limnisch anzusprechen sind. In ihrer Art entsprechen die letzteren den tiefsten Schichten der Aachener Kreide, die kürzlich von Breddin beschrieben sind, und es ist besonders bezeichnend, daß die Holzteilchen auch hier in Pechkohlenlignit umgewandelt sind. Das Senon hat in der Bohrung eine Mächtigkeit von 118,10 m und schließt gegen das Karbon mit einer Geröllage aus Gangquarzen und Quarziten ab.

Das Profil wirft ein besonderes Licht auf die Tektonik. Es weist einmal auf die Umkehr der mit der Schollentektonik verbundenen Bewegungen hin, dann aber auch auf eine Umkehr in der Neigung der Scholle selber, denn vor der Ablagerung des Paleozäns muß wegen der zunehmenden Mächtigkeit des Senons nach Süden eine Neigung in dieser Richtung vorgelegen haben.

Das Profil wird in einer besonderen Arbeit, für die die Herren Schmierer und Riedel die Untersuchung der tertiären bzw. senonen Faunen übernommen haben, ausführlich beschrieben und in seiner Bedeutung für die Tektonik im einzelnen gewürdigt werden.

Berlin, 24. März 1933.

26. H. Reich:

Über magnetische Messungen im Hannoverschen Erdölgebiet

Die Wirkung eines unverritzten Salzhorstes wurde durch eine Einzelvermessung zu nur etwa $-7\,\gamma$ festgestellt; auch sonst bewegen sich die, evtl. auf Sedimente zurückzuführenden magnetischen Anomalien in der Größenordnung der möglichen Instrumentfehler, sind also nicht sicher zu erfassen.

Dagegen ließ sich mit Sicherheit eine positive regionale Anomalie umgrenzen. Sie liegt zwischen der Weser und der Linie Celle—Lehrte. Ihre Grenzen verlaufen im Westen und Osten in der Hauptsache rheinisch, im Norden (bei Rethem) und im Süden (nördlich Hannover) ost-westlich. Die Gesamtamplitude beträgt etwa 100 γ. Die Störungsursache muß sehr tief liegen. Sedimente kommen nicht in Frage. Wahrscheinlich sind es magnetische Gesteine der kristallinen Unterlage, die die magnetischen Störungen hervorrufen. Da magnetische Gesteine schwerer deformierbar sind, ergeben sich bei jeder Art von mechanischer Beanspruchung des tiefen Untergrundes Unterschiede in den Spannungen, besonders an den Rändern der unterirdischen Massen mit abweichenden physikalischen Eigenschaften. Das muß sich indirekt in der Sedimentärtektonik geltend machen. Wir sehen daher, daß Bruch- und Achsen-Linien, die die Salztektonik beherrschen, den magnetischen Isanomalen vielfach parallel laufen, so z. B. die Achse, die die Salzhorste von Hänigsen und Höfer verbindet, und die Strukturlinien, die die Salzhorste des unteren Allertales umgrenzen.

Auf junge Eigenbewegungen der einzelnen Elemente des tiefen Untergrundes weisen die auch hier wieder überaus deutlichen Beziehungen der magnetischen Störungskörper zum Verlauf der rezenten Gewässer hin, z. B. fließt die Leine von Hannover zunächst parallel zu den Isanomalen des großen Plus-Gebietes und durchbricht es dort, wo es durch ein Minimum geteilt ist.

Daß auch in älteren geologischen Zeiten der Ablauf der Sedimentation und der Abtragung durch solche Bewegungen beeinflußt war, zeigt das starke Zurückweichen der Südgrenze der zusammenhängenden Verbreitung des Tertiärs und der oberen Kreide im Gebiet der magnetischen Maxima einerseits, dagegen die großen Tertiärmächtigkeiten im Gebiet des magnetischen Minimums im Norden des Allertals andererseits.

Berlin, 24. März 1933.

27. Hans Udluft:

Vorschlag einer Benennung der feinkörnigen Nebengesteine des Flözführenden im rheinisch-westfälischen Oberkarbon

Als Nebengesteine im flözführenden Oberkarbon werden Sandsteine, Sandschiefer und Tonschiefer (oder auch Schiefertone) unterschieden. Daß die Definition der Sandschiefer (und der Tonschiefer) unbefriedigend ist, zeigt z. B. Kukuk's Definition: „Man pflegt auf den Schichtprofilen alle Gesteine, die weder als Sandstein noch als Schieferton bezeichnet werden können, als Sandschiefer anzugeben."

Eine petrographische Untersuchung aller dieser Gesteinsarten hat gezeigt, daß sich eine lückenlose Reihe von relativ groben Sandsteinen über feinkörnigere Sandsteine, Sandschiefer bis zu Schiefertonen aufstellen läßt. Es sind keine prinzipiellen Unterschiede zwischen ihnen vorhanden; sie sind ursprünglich sandige Aufschüttungen, die durch die Korngrößen bzw. Korngrößenverteilung unterschieden sind. Der Mineralbestand bleibt der gleiche, nur werden die Silikate mit zunehmender Feinheit mehr in kaolinige und serizitische Massen übergehen, so daß sich der quantitative Mineralbestand zugunsten dieser verschieben wird. Wesentlich ist, daß es sich um fein- bis feinstkörnige Gesteine handelt, die keine Schieferung erfahren haben, und deren Teilchen immer noch gröber sind als „tonige Teilchen", die zwar auch vorhanden sind, aber an Menge zurücktreten.

Dieser Sachbestand muß in der Gesteinsbezeichnung zum Ausdruck kommen; vor allem muß bei ungeschieferten Gesteinen der Wortteil „Schiefer" besonders als 2. Worthälfte vermieden werden. Es wird deshalb vorgeschlagen, die folgenden Bezeichnungen einzuführen, die den Sandbezeichnungen des Normenausschusses der Deutschen Industrie angepaßt sind:

Korngröße	Lockerprodukt	Gesteinsbezeichnung		Bisherige Bezeichnung
< 0,01	Ton	Tonstein		Tonschiefer, z. T. Schieferton
0,01 —0,06	Staubsand	Staubsandstein	Feinstsandstein	
0,06 —0,088	Mehlsand	Mehlsandstein		Sandschiefer
0,088—0,2	Feinsand	Feinsandstein		
> 0,2	Sand (Grob-, Mittelsand)	Sandstein		Sandstein

Diese Bezeichnungen sollen und können den Ausdruck „Sandschiefer" nicht verdrängen; sie sollen aber eine exakte Bezeichnungsmöglichkeit an die Hand geben, wenn eine solche erforderlich ist.

Strukturelle (und ähnliche) Eigenschaften können durch Zusätze zum Ausdruck gebracht werden (z. B. gebänderter Feinsandstein).

Berlin, 24. März 1933.

28. Ernst Meister:

Die kohlensäurehaltigen Mineralquellen der Grafschaft Glatz

In der Grafschaft Glatz treten an 33 Stellen Säuerlinge zutage, die in der Mehrzahl selbsttätige Quellaustritte sind und nur vereinzelt an Stellen ursprünglicher Quellen oder in deren nächster Nähe erbohrt wurden.

Die räumliche Verteilung dieser Säuerlinge läßt im Rahmen der Gesamttektonik des Gebietes bestimmte Gesetzmäßigkeiten erkennen. Sie entspringen sämtlich auf postkretazischen Bruchlinien, zumeist da, wo diese durch Quertäler, die wiederum in vielen Fällen nachweislich Querstörungen folgen, am tiefsten angeschnitten sind. Ferner sind alle Säuerlinge an tektonische Senkungsgebiete gebunden, die den Charakter von Zerrungsgräben haben. Die Kohlensäure dringt entweder auf den Randstörungen der Gräben oder auf Spalten zutage, die in der Längsrichtung der Zerrungszonen verlaufen. Die Querstörungen dagegen sind in der Regel CO_2-frei. Das Auftreten dieser Säuerlinge entspricht tektonisch durchaus der Verbreitung der Kohlensäure im niederschlesischen Steinkohlenbecken, wo im Waldenburger Revier die CO_2-haltigen Flözteile an die Zerrungsbrüche des Beckenrandes gebunden sind und im Neuroder Revier ausnahmslos innerhalb abgesunkener Zerrungsschollen liegen.

Ihrem chemischen Charakter nach gehören diese Mineralquellen zu den alkalisch-erdigen Eisensäuerlingen. Juveniler Herkunft ist nur die Kohlensäure. Abgesehen von dem durch die Analysen erfaßten Gehalt an gebundener und im Wasser gelöster freier Kohlensäure, geben die Quellen bei dem bekannten „Brodeln" große Mengen gasförmiger Kohlensäure ab (z. B. Lauer Sprudel-Reinerz nach Heuseler mindestens 1400 l Gas i. d. Min.). Höchstwahrscheinlich handelt es sich hier nicht immer nur um Kohlensäure, die infolge Druckentlastung am Quellenaustritt frei wird, sondern z. T. um Kohlensäure, die das Quellwasser über den gebundenen und gelösten Anteil hinaus mitführt. Vom Gehalt an dieser gasförmigen Kohlensäure hängt die Aufstiegsgeschwindigkeit des betr. Mineralwassers und damit die Temperatur der Quelle ab. Das Wasser dieser Säuerlinge ist in allen Fällen vados und entstammt vorzugsweise den Grundwasserhorizonten der oberen Kreide, aus der es einen gewissen Gehalt an Kalk und Eisen mit in die Tiefe nimmt. Im übrigen ist die bei den einzelnen Quellen etwas abweichende Mineralisation (z. B. Alkaligehalt) nachweisbar abhängig von der Natur der in größerer Tiefe, unter der Kreide, durchflossenen Gesteine.

Berlin, den 31. März 1933.

29. A. Geller:

Seltene Elemente (Nachweis, Geochemie, Verwendung)

1. Von den Methoden zum Nachweis der Elemente in Gesteinen — unter besonderer Berücksichtigung der seltenen Elemente — in qualitativer und quantitativer Hinsicht wurden die gewöhnliche und die Röntgen-Spektroskopie besprochen.

2. Unter geochemischen Gesichtspunkten wurden die Fragen nach den Verteilungsgesetzen und der Paragenese der Elemente in der Erde — besonders in der Erdkruste — behandelt. Neben chemischen Affinitätsbeziehungen müssen kristallochemische Erkenntnisse, aus Feinbauuntersuchungen gewonnen, zur Beantwortung solcher Fragen herangezogen werden. Auf diesem Gebiete haben sich die Überlegungen und Arbeiten V. M. Goldschmidt's als sehr fruchtbar und reichhaltig erwiesen. Derartige Untersuchungen sind neben der wissenschaftlichen und lagerstättenkundlich-geologischen Bedeutung auch für die Gewinnung, den Abbau, die Aufbereitung, die Herstellung reiner Elemente und deren Verwendung in der Industrie außerordentlich wichtig.

3. Die wirtschaftliche Bedeutung sehr vieler seltener Elemente ist noch gering, da ihre geringe Häufigkeit und ihre feine Verteilung in der Erdkruste verbunden mit schwieriger und kostspieliger Herstellung Versuche für Anwendungsgebiete sehr erschwert. Bei Verfeinerung der Gewinnungsmethoden und der Technik — immer mehr hochwertige und leistungsfähigere Produkte herzustellen — werden wahrscheinlich die meisten seltenen Elemente Bedeutung im Wirtschaftsleben erhalten.

Der Vortrag wird in erweiterter Form unter freundlicher Mitwirkung von Herrn Dr. Brandes demnächst in Druck gehen.

Berlin, 31. März 1933.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel I

Seite

Fig. 1. Stark mit Lokalgeschieben von Limonitsandstein durchsetztes Diluvium. Kiesgrube zwischen Süddorf und dem Leuchtturm, Amrum 5

Fig. 2. Fluvioglazial geschichtete, weiße Diluvialkiese und -sande, wahrscheinlich aufgearbeiteter Kaolinsand. Kiesgrube südlich Norddorf, Amrum . . . 5

Fig. 3. Unterer, schräg geschichteter Teil, ebenda 5

Fig. 4. Verknetung hellerer Sande mit den rotbraunen des Steenodder Kliffs an seinem SW-Ende, Amrum 5

Fig. 5. Die höchste Stelle des westlichen Litorinakliffs auf Amrum bei A Hörn. Am Fuße des Kliffs liegt das litorine Strandpflaster, auf diesem ein innerer Dünenbogen, dahinter die heutige Randdüne und anschließend der Kniepsand, Amrum 15

Fig. 6. Das litorine Strandpflaster am Fuße des Litorinakliffs. A Hörn, Amrum 16

Fig. 7. Unter dem Geschiebelehm der Hauptvereisung hervortauchende Rippe aus manganhaltigem Sand. Vor dem westl. Ende des Gotingkliffs, Föhr 4

Fig. 8. Litorinakiese mit Mytilus, Ostrea, Cardium und Tellina. Schutzhaus Nebel, Amrum 16

Fig. 9. Litorinabucht westlich Nebel. Links niedrige Vordünenreihen, Amrum 16

Fig. 10. Litorinakliff westlich Süddorf. Vor ihm die tiefgelegene, dünenfreie Heidefläche, Amrum 17, 36

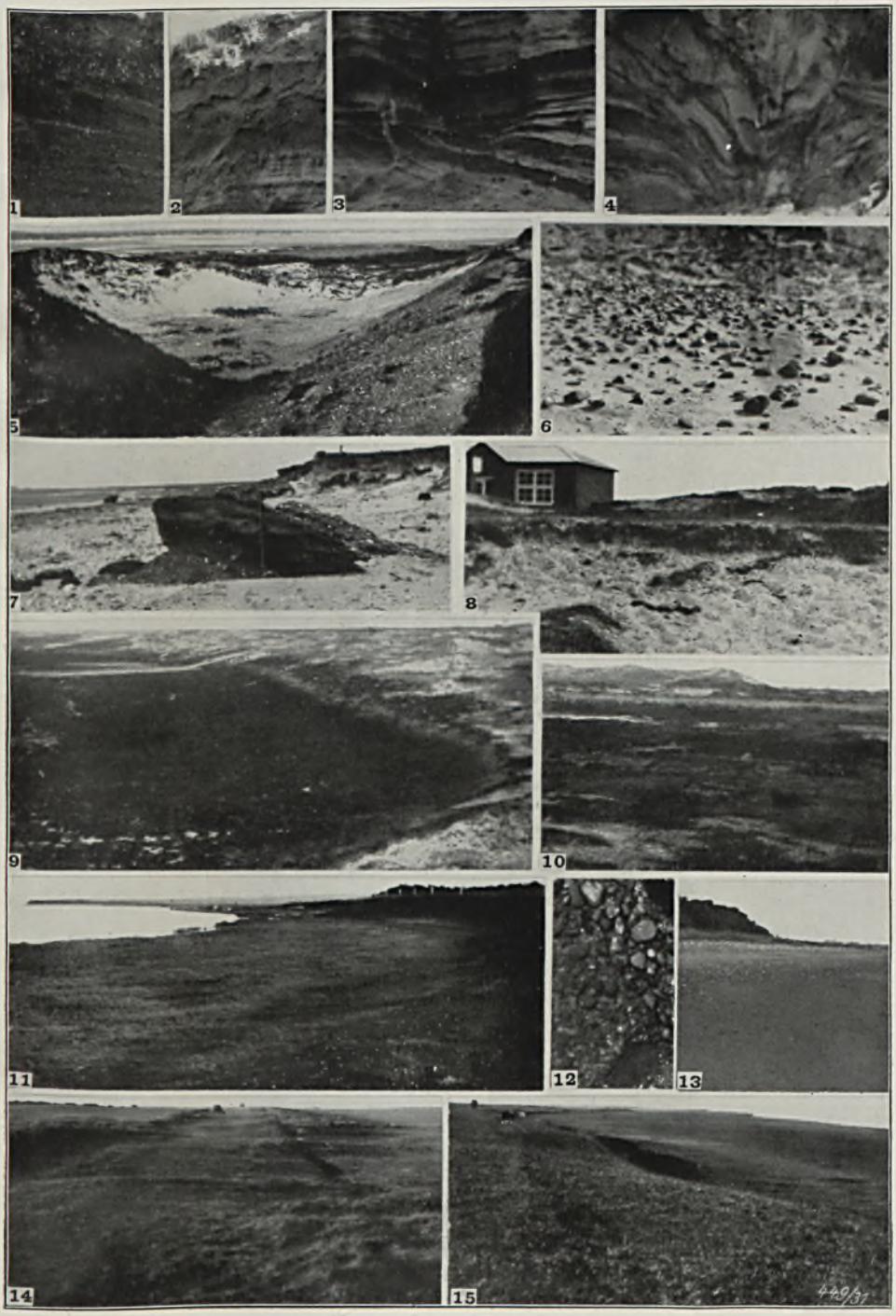
Fig. 11. Von Vegetation überzogenes Litorinakliff südöstl. Nebel. Im Hintergrunde der Steilabfall des Steenodder Kliffs, Amrum 18

Fig. 12. Kiespflaster am Fuß des Steenodder Kliffs 18, 43

Fig. 13. Das rezente Kliff bei Steenodde, Amrum 18, 43

Fig. 14. Langgezogene „Sinusbögen“ in der Sandzone bei allmählich abfallendem Diluvium, nördlich des Bearendeal, Amrum 21

Fig. 15. Sinusbögen in litorin ausgewaschenem Diluvium und der auf diesem liegenden Sandzone, ebenda 21


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Tafel 2

Seite

Fig. 1. Litorinakliff und Sandzone (hell im Gegensatz zur anschließenden dunklen Marsch) nördlich Keitum, Sylt 23

Fig. 2. Litorines Kliff, nach Süden in das rezente Morsumkliff übergehend, Sylt 23

Fig. 3. Parallel zum Geestrand verlaufende Haken bei Michaelisdonn (Dithm.) 24

Fig. 4. Der mit plattigen Geschieben gepflasterte Hochstrand innerhalb des Amrumer Nordhakens 33

Fig. 5. Der gleiche Hochstrand auf Hörnumodde, Sylt 33

Fig. 6. Der Bogen des heutigen Hochstrandes auf Hörnumodde (nach Süden gesehen) 32

Fig. 7. Transport der an der Westküste Sylts durch Küstenversatz nach S transportierten plattigen Geschiebe auf den Hochstrand nach Abbiegen des Dünenkliffs (nach Norden gesehen), Hörnumodde 32

Fig. 8. Panzerung des heutigen Dünenkliffs. Nordhaken von Amrum 32

Fig. 9. Kieswälle eines älteren Hakens nördlich Ban Remsanj. Nordhaken von Amrum 32

Fig. 10. Durch Winderosion geschaffenes Profil der postdiluvialen Schichtenfolge. Kiespflaster (große Fläche im Hintergrund), Sandahl (oberer dunkler Bogen), Maar (unterer schwarzer Bogen), Quermarkenfeuer, Amrum 25, 27

Fig. 11. Nach N einfallende Kiesbank über Klei unter Darg deutet einen Hakendurchbruch an. Südlich der 2. Buhne im S der Norddorfer Brücke, Amrum 32

Fig. 12. Litorinakliff am Nordende des Sylter Diluviums bei Kampen, südlich des „Neulandes", Sylt 23

Fig. 13. Die nördliche Heidsanddüne, Amrum 25

Fig. 14. Dasselbe, Ostteil.


1
2
3
4
5
6
8
7
9
10
11
12
13
14


BIBLIOTHEK

Tafel 3

Seite

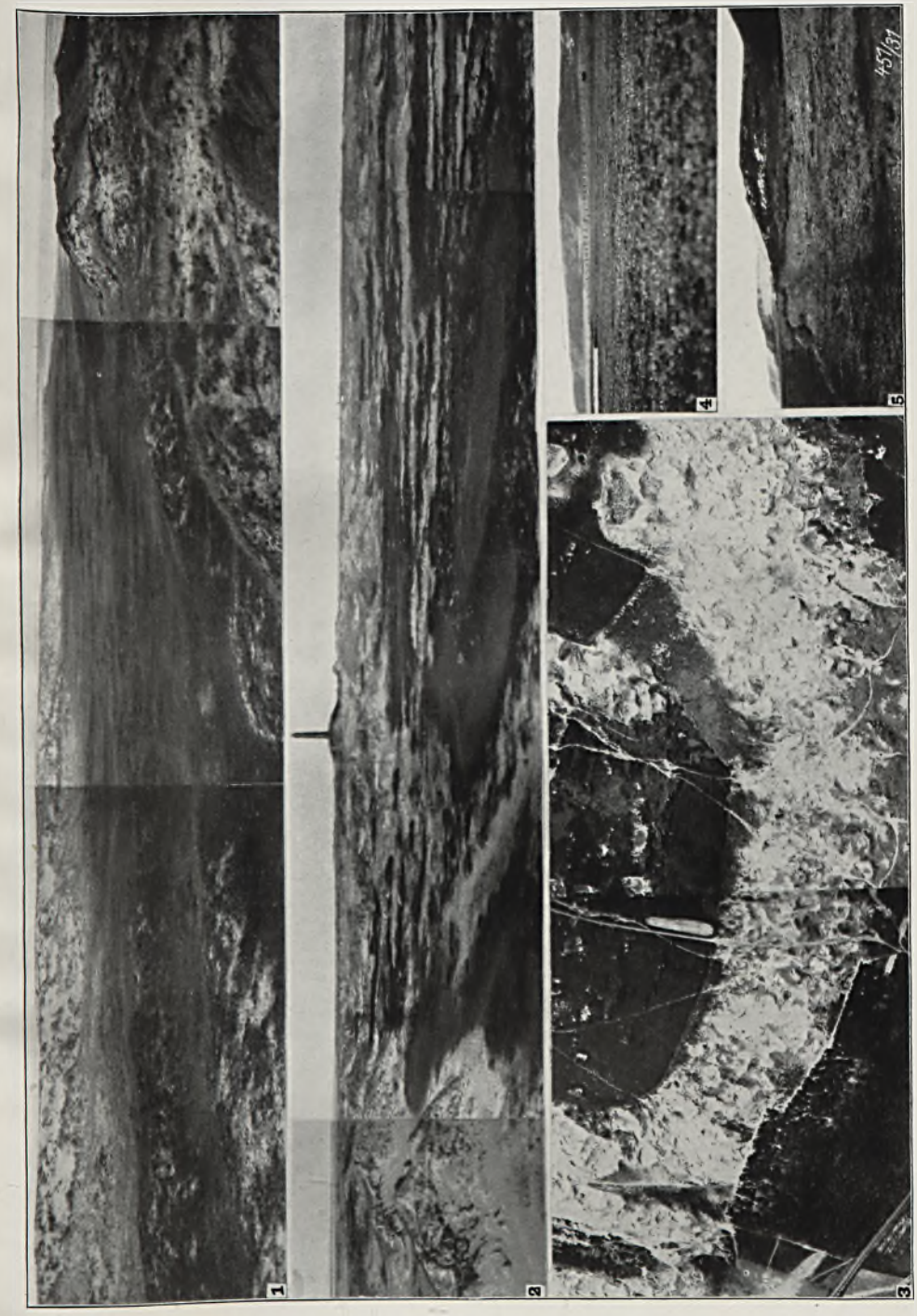
Fig. 1. Ältere Hakenstadien des Amrumer Nordhakens. Blick von der dritten Hakendüne auf das Ueb'n Aad, in dem drei Wälle älterer Haken zu erkennen sind, und auf das Aad. Links die heutige Randdüne (Blick n. N) 34

Fig. 2. Vom Südende des Amrumer Diluviums (in der Nähe des Leuchtturmes) ausgehende Hakenreihen. Links die Vordünenreihen (Blick nach N) . . 34

Fig. 3. Fliegeraufnahme der Litorinabucht westlich Nebel, Amrum 16

Fig. 4. Das Litorinaufer an der Ostküste von Sylt. Östlich Kampen 23

Fig. 5. Diskordante Anschneidung: Das von Vegetation überzogene Litorinakliff (im Vordergrund) ist weiter südlich, in dem Weißen Kliff, erneut angeschnitten worden, Sylt 23


1
2
3
4
5

BIBLIOTHEEK

Tafel 4

Seite

Fig. 1. Sandaufwehung auf das Rote Kliff. Nördlich Wenningstedt, Sylt . . . 37

Fig. 2. Maar über absinkendem Diluvium im Vorstrande der Föhrer Südküste westlich Wyk 28

Fig. 3. Maar mit aufliegenden, von Menschenhand geschlagenen Feuersteinsplittern. Ostende der nördlichen Heidsanddüne, Amrum 40

Fig. 4. Geröllagen in humos gefärbtem Heidsand. Buhne VI nördlich Westerland, Sylt 25

Fig. 5. Die drei Bleichsandschichten über Maar über Diluvium des auftauchenden Roten Kliffs. Nördlich Westerland, Sylt 30

Fig. 6. Dreifacher Rhythmus Darg-Sand am Westrand Amrums. Nördlich der Norddorfer Brücke, Amrum 29

Fig. 7. Zwischen nördlicher Heidsanddüne und Skalnastal freigewehte Brandherde, Amrum 5, 40

Fig. 8. Die drei Bleichsandschichten über Maar (schwarze Fläche) im Flegham, Amrum 30

Fig. 9. Grabhügel und mit Klei bedeckter Wall (unterhalb der Dünen), links Bleichsande und Maar. Westlich Flegham, Amrum 40

Fig. 10. Querschneidige und zugespitzte Pfeilspitzen und Schaber von Amrum (Sammlung Weigelt) 39

Fig. 11. Geschliffene, neolithische Beilschneide (in zwei Stücken gefunden) mit durch die Lage im Bleichsand bedingter Bleichung (Slg. Weigelt) . . 40

Fig. 12, 13, 14: Aus vorwiegend dunklen Gemengteilen bestehende Geschiebe. Die hellen Bestandteile sind stark verwittert und korrodiert, 1/3 nat. Gr. 38

Fig. 12—14 und 18, 19: Durch Verwitterung und Korrosion angegriffene Geschiebe des Windkanterpflasters, Amrum 38

Fig. 15. Korrodierter Hälleflinta, 1/3 nat. Gr. 38

Fig. 16. Durch Scheibensprung zerlegtes Granitgeschiebe. Aufsicht, 16 a Seitenansicht, 1/3 nat. Gr. 38

Fig. 17. Durch Scheibensprung entstandene Quarzitscheibe, die zu einem runden Urnendeckel geschlagen ist. Gefunden neben Urnenscherben in den Bleichsanden der nördlichen Heidsanddüne, Amrum, 1/3 nat. Gr. 39

Fig. 18. Quarzit mit herauspräparierten Quarzadern, 1/3 nat. Gr. 38

Fig. 19. Diluvialer Dreikanter mit porphyrischer Grundmasse, Quarzdrusen auf Sockeln durch rezente Korrosion, 1/3 nat. Gr. 39

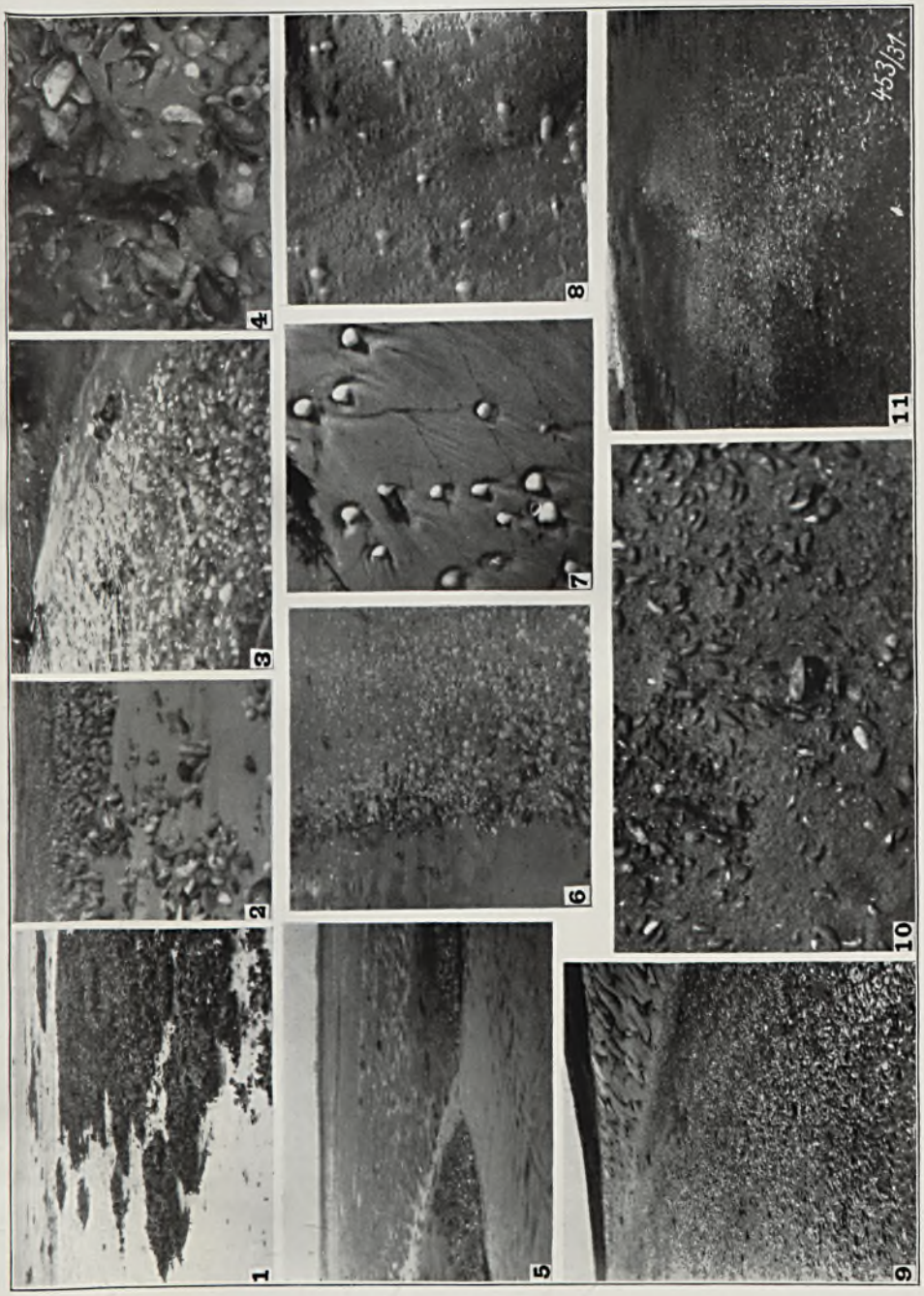

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
16 a
17
18
19
452/31

BIBLIOTHEK

Tafel 5

Seite

Fig. 1. Mytilusrasen. Watt östlich Amrum 44, 45
Fig. 2. *Mytilus* auf Schlicksand. Östlich des Steenodder Kliffs 44
Fig. 3. Streupflaster in seichtem Priel. Watt östlich Amrum 45
Fig. 4. Streupflaster in Schüttung übergehend zwischen den Mytiluspolstern. Watt östlich Amrum 45
Fig. 5. Vom Priel durchschnittene Schüttungslage. Watt östlich Amrum . . 45
Fig. 6. Streupflaster auf Sand. Nördlich der Wittdüner Anlegebrücke 41
Fig. 7. Schalenausspülung aus Sand. Kniepsand, Amrum 42
Fig. 8. Durch Wind „gewölbt-oben" gepflasterte Muschelschalen. Kniepsand, Amrum 42
Fig. 9. Mytiluspflaster am Föhrer Deich. Einbuchtung nördl. Näshörn, Föhr . 52
Fig. 10. Außenzone mit doppelklappigen Mytilusschalen, proximal anschließend das Mytiluspflaster (unten). Östlich Anlunn, Amrum 48
Fig. 11. Mytiluspflaster, Mischzone (weiß), Litorina- und Hydrobiensaum (von rechts nach links). Östl. Anlunn, Amrum 50


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
453/31


BIBLIOTHEK

Tafel 6

Seite

Fig. 1. Muschelpflaster vor der Anlunnmarschbucht, Amrum 41

Fig. 2. Verfall der Schlickfläche zwischen Amrum und Föhr. Watt östlich Amrum 43

Fig. 3. Mytiluspflaster. Östlich Anlunn, Amrum 49

Fig. 4. Ineinander geschachtelte Exemplare von *Mytilus*. Im Hintergrund die Steenodder Landungsbrücke, Amrum 48

Fig. 5. Desgl. 48

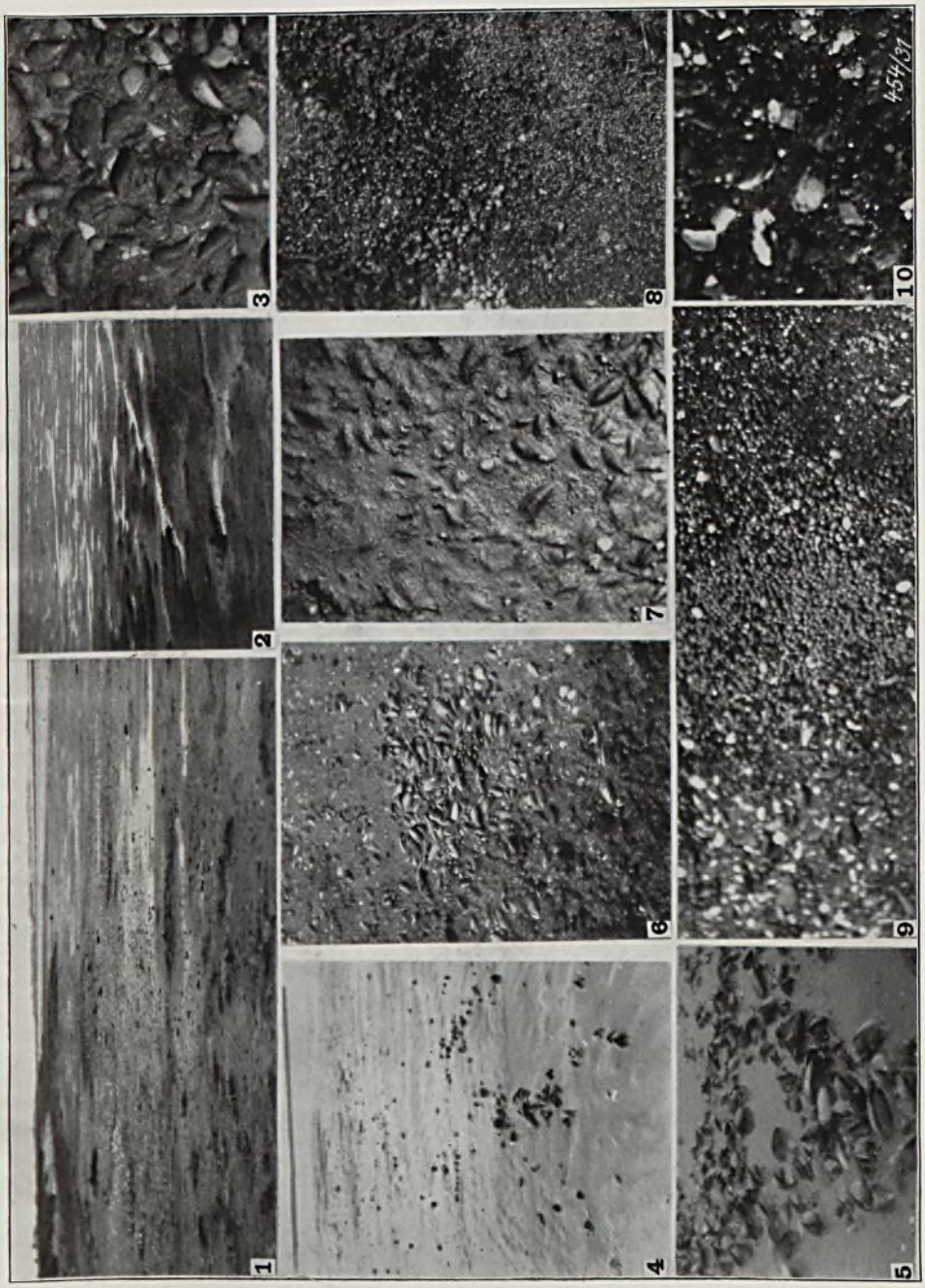
Fig. 6. Außenzone mit doppelklappigen Mytilusschalen. Proximal anschließend das Mytiluspflaster (oben). Östlich Anlunn, Amrum 47

Fig. 7. Mytiluspflaster, distal überschlickt. Östlich Anlunn, Amrum . . . 49, 57

Fig. 8. Hydrobiensaum, links ein proximal vorspringender Sinusbogen des Litorinasaumes. Östlich Anlunn, Amrum 50

Fig. 9. Von rechts nach links (distal-proximal): Mischzone, Litorianasaum, *Litorina*-Hydrobienmischzone. Östlich Anlunn, Amrum 50

Fig. 10. Aus dem Profil der subfossilen Pflaster stammende Schalenbruchstücke in der Mischzone. Östlich Anlunn, Amrum 50, 51


454/31
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 7

Seite

Fig. 1. Lage mit doppelklappigen Mytilusschalen unter Sturmflutschüttung (Abb. 3, Profil I a)
Profil durch das subfossile Pflaster an der Marschkante der Anlunnbucht, Amrum 53

Fig. 2. 30 cm mächtiges Schalenpaket aus 4 übereinanderliegenden Pflastern (Abb. 3, Profil I). An derselben Stelle 53

Fig. 3. Pflasterhorizonte mit eingeschaltetem Schlick (Abb. 3, Profil II und III). An derselben Stelle 53

Fig. 4. Rest des subfossilen Pflasters. Vor der Marschkante der Anlunnbucht im Watt 53

Fig. 5. Subfossiles Pflaster in der Marschkante des Marschvorsprunges nordöstlich des Weißen Kliffs, Sylt (Profil I) 55

Fig. 6. Desgl. (Litorinasaum), (Profil II) 55

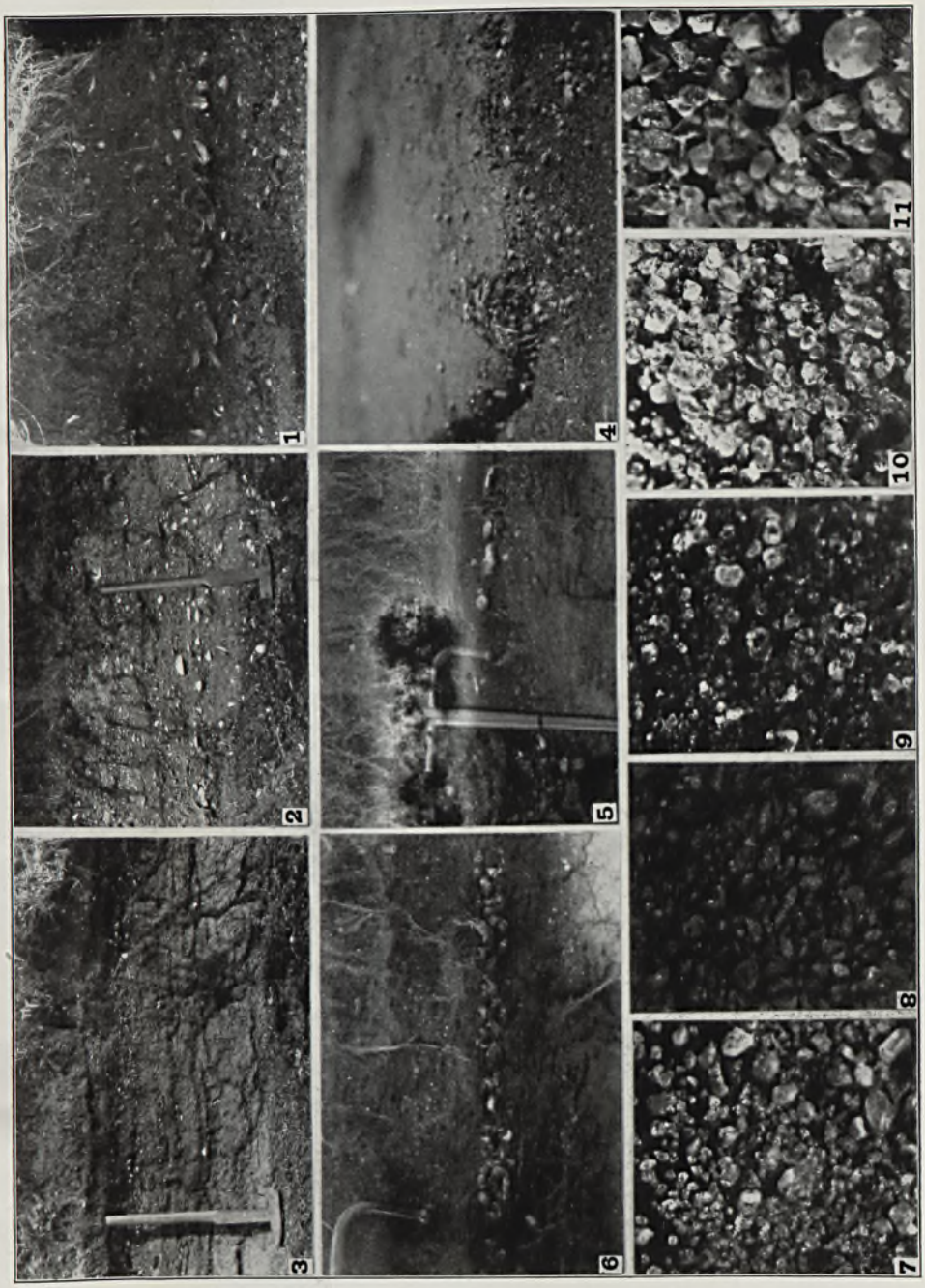
Fig. 7. Heidsand, ca. 15fach vergrößert, Amrum 26

Fig. 8. Sandahl, desgl. 27

Fig. 9. Maar, desgl. 27

Fig. 10. Bleichsand, desgl. 30

Fig. 11. Rezenter Dünensand, desgl. 26, 30


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11


BIBLIOTHEK

Tafel 8

Seite

Fig. 1. Cyrenenpflaster aus der oberoligocänen Meeresmolasse, Hausham bei Miesbach:
a) oberes Pflaster mit großen Cyrenen,
b) unteres Pflaster mit kleinen Cyrenen (von unten),
c) dasselbe, hangend oben 45, 51

Fig. 2. Cerithienpflaster. Hausham bei Miesbach 50

Fig. 3. a) Dem Anstehenden entnommener „Priel", angefüllt mit Gervillien und Myophorien (von unten gesehen), nat. Gr., Bennstedt, Bahneinschnitt
b) Dem „Priel" aufliegendes Gervillienpflaster,
c) Querschnitt des „Prieles" 49

Fig. 4. „Priel" aus dem Lias von Helmstedt, mit Geröllen ausgefüllt, nat. Gr. 46

Fig. 5. Pflaster aus Gervillien und großer Lima. Oberer Muschelkalk, bei Rothenburg ob der Tauber 49

Fig. 6. Pflaster aus kleineren Limen. Die Wirbel sind sämtlich eingedrückt. Oberer Muschelkalk bei Rothenburg ob der Tauber, nat. Gr. 49

Fig. 7. Anstehende „Priel"fläche im unteren Muschelkalk. Bennstedt, Steinbruch der Zementfabrik 45, 46

Fig. 8. Myophorienpflaster mit zwei achsenparallel liegenden Exemplaren von Omphaloptycha alta. Unterer Muschelkalk, Spielberg an der Unstrut, ½ nat. Gr. 49


1
a
b
c
2
3
a
b
III
II
4
5
6
7
3 C
8
456/31

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Die Geschiebeführung des Odergletschers (Äußere, Rosenthaler und Velgaster Randlage) durch Verhältniszahlen dargestellt

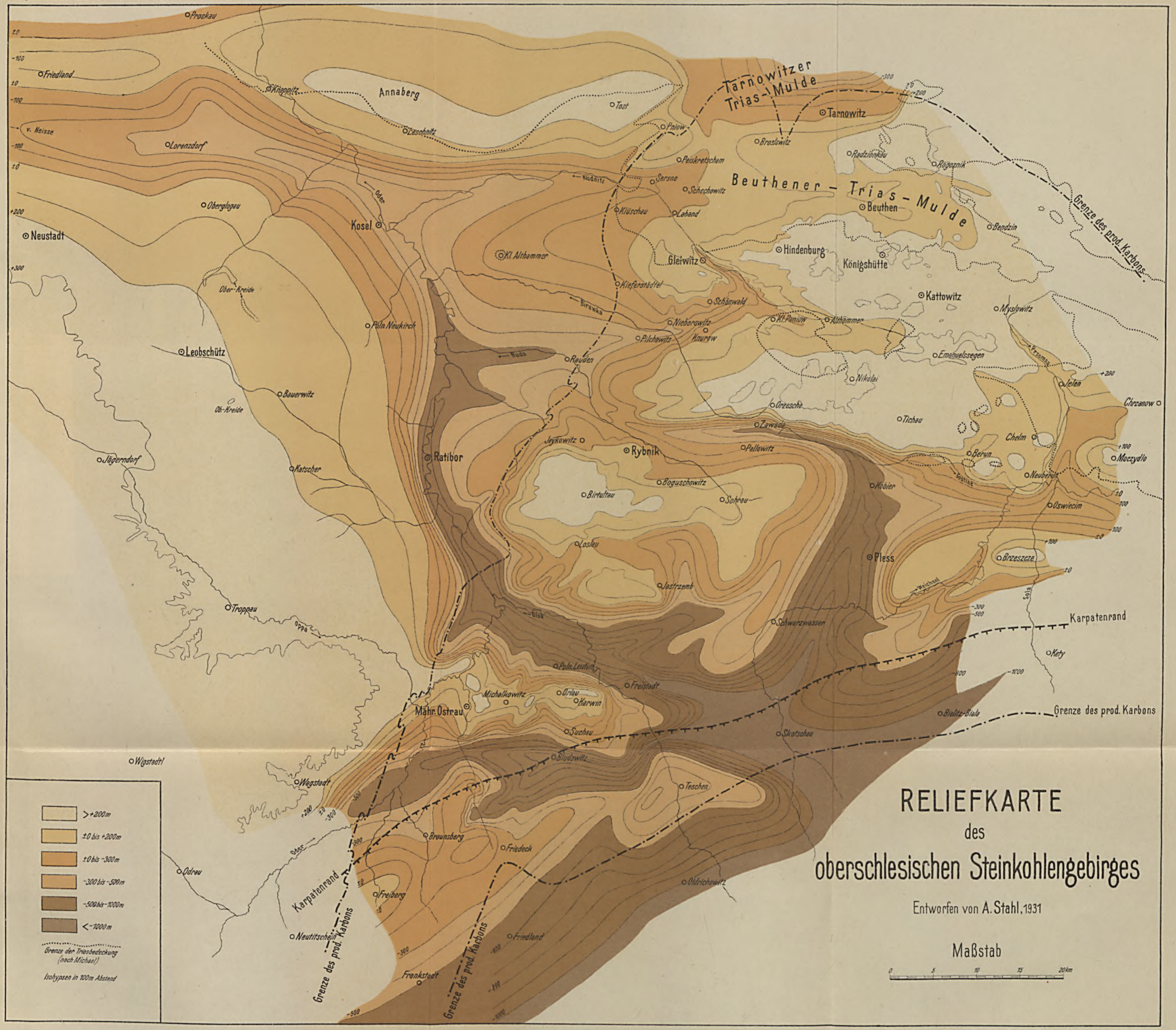
(Im wesentlichen nach Keilhack 1921, 1930)



Bearbeitet von J. Hesemann

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin


BIBLIOTHEK



Photolithographie u. Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

BIBLIOTEKA
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 11

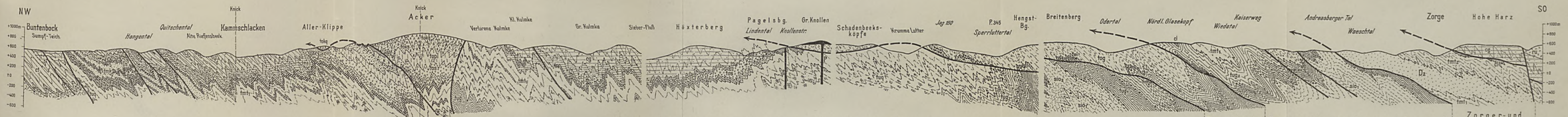
Bornhardticeras discoidale G. MÜLL. n. gen. Neocom. Ntandi, Deutsch-Ostafrika. 3/4 nat. Größe. Original: Preuß. Geol. Landesanstalt

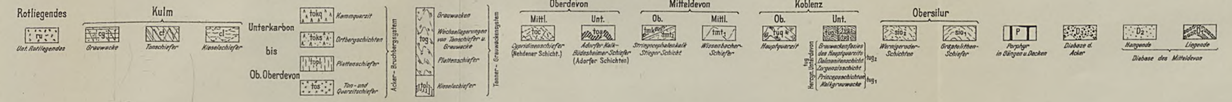

1
2
3
128/32

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

Geologisches Profil durch die tektonischen Einheiten des Ober- und Unterharzes

Maßstab 1 : 50000





Entworfen von W. Schriel 1932

Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin



BIBLIOTHEK

Unterdevon
Mitteldevon
Oberdevon
tuq Hauptquarzit Oberkoblenz
tmt1 Unterer
tmt2 Oberer
Wissenbacher Schiefer
toa Adorfer-Schichten
toc Cypridinen-schiefer
tos Tonschiefer im Quarziten
topl Plattenschiefer
tor = Rotschiefer
Acker-Bruch-bergsystem
Unterkarbon
ks kr Wulstquarzite u Schiefer
kr = Rotschiefer (Ortbergschichten)
kq Kammquarzit
cl Kieselschiefer
ct Tonschiefer
cg Grauwacke
Kulm
Quartär
D Diabas
dg Schotter älterer Talstufen
at Torf
as Schuttkegel
a Ebener Talboden der Gewässer
A B Profillinie

Ifenkopf
Stieglitzecke
Ruchberg
Kamschlacken
Nolfskopf
Riefensbeek
Mönchskappe
Kl. Breiten-B.
Gr. Breiten-B.
Haspelkopf
Bärengarten
Gr. Kastenhai
Verlorene Ecke
Kl. Söse
Gr. Söse

Die Überschiebungen des Acker-Bruchberges

500 0 500 1000 m

Entworfen von W. Schriel 1932

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

Profil A – B

NW Ifenkopf Acker Gr. Söse Hirschkappe SO

nach Forsth. Schluft

+800m +600 +400 +200 ±0 -200 -400 -600

A B

Profil C – D

NW Allerklippe Acker Verlorene Kulmke SO

+800m +600 +400 +200 ±0 -200 -400 -600

C D

Profil E – F

NW Bösenberg Acker Reitstieg Verlorene Ecke Verlorene Kulmke SO

Sösetal Kl. Mollental

+800m +600 +400 +200 ±0 -200 -400

E F

Profil G – H

NW Eichelnberg Acker Gr. Breitenberg Goldenke SO

Schachttal

+800m +600 +400 +200 ±0 -200 -400 -600 -800

G H

cg Grauwacke
ct Tonschiefer
cl Kieselschiefer
Kulm
Acker-Bruchbergsystem
kq Acker-Bruchberg-Quarzit
ks „Ortbergschichten"
topl Plattenschiefer
tos Tonschiefer mit Quarziten
toc Cypridinenschiefer
toa Adorfer Schichten
Unterkarbon
Oberdevon
tmt Wissenbacher Schiefer
tuq Hauptquarzit
tug Herzynisches Unterdevon
si Obersilur
D Diabas
Mitteldevon
Unterdevon

BIBLIOTHEEK

Tafel 14

Fig. 1. Überschiebung des Acker-Bruchbergquarzites auf Kulmkieselschiefer im oberen Allertal.
cl = Kulmkieselschiefer,
kq = Acker-Bruchbergquarzit.

Fig. 2. Blick auf den Wolfskopf vom oberen Sösetal aus. Überschiebung des Acker-Bruchbergquarzits auf Kulmkieselschiefer.
ct = Kulmtonschiefer,
cl = Kulmkieselschiefer,
kq = Acker-Bruchbergquarzit,
toc = Cypridinenschiefer.

Fig. 3. Blick auf den Allerkopf vom oberen Sösetal aus. Überschiebung des Acker-Bruchbergquarzites auf Kulmkieselschiefer.
cg = Kulmgrauwacke,
ct = Kulmtonschiefer,
cl = Kulmkieselschiefer,
kq = Acker-Bruchbergquarzit,
toc = Cypridinenschiefer.



Fig. 1

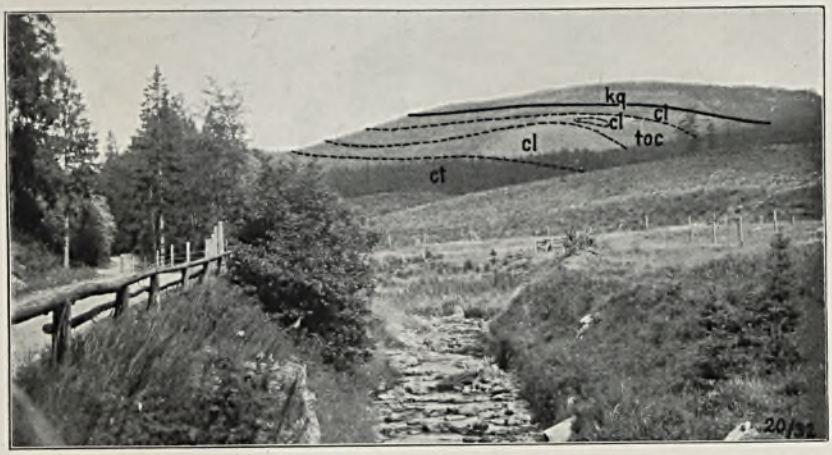


Fig. 2

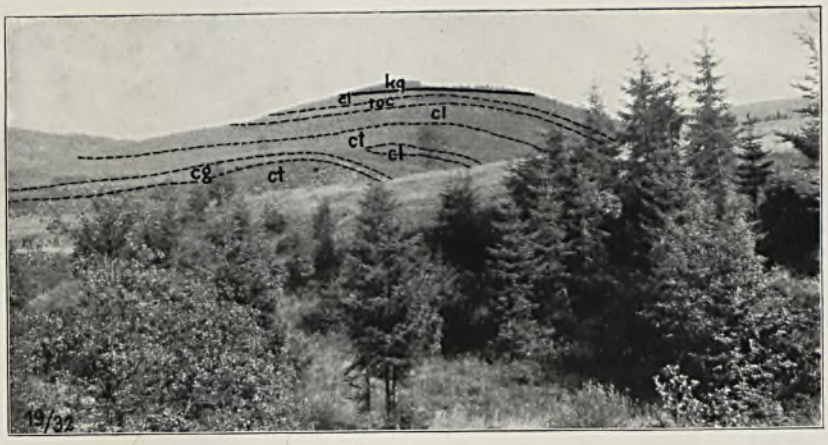


Fig. 3



Randdiluvium
im Grenzgebiet von Nieder-u. Oberschlesien

Maßstab 1:175000

entw. von J. Behr u. L. von zur Mühlen

Prieborn
Voigtsdorf
Arnsdorf
Würben
Münsterberg
Lindenau
Bechau
Camenz
Baitzen
Nd. Pomsdorf
Sarlowitz
Nitterwitz
Gießmannsdorf
Neisse
Patschkau
Ottmachau
Woitz
Reichenstein
Kamitzbach
Alt Patschkau
Staudamm
Stübendorf
Hasenbg.
Alt Wilmsdorf
Gesäß
Gostitz
Fuchswinkel
Krebsbachtal
Würben
Blumenthal
Weisbach
Hahnberg
Grundwasser
Bauke
Mohrau
Kalkau
Jauernig
Wiesau
Markersdf.
Weidenau
Schubertskrosse
Lentsch
Johannaburg
Goldbg.
Moorwasser
Giersdorfer Tal
Höllenberg
Borkendf.
Giersdorf
Gr. Kunzendf.
Kohlsdorf
Friedeberg
Saubsdf.
Neudf.
Niklasdf.
Bielatal
n. Ziegenhals
Grödtitz
Breitenfurt
n. Freiwaldau
Böhmischdorf
Sudeten-Rand-bruch

Kristallines Gebirge
Endmoränenbildungen
Schotterströme
Talbildungen

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

BIBLIOTHEK



Fig. 1. Blick auf die Gießmannsdorfer Endmoräne von N her.



Fig. 2. Staffelbruch am Sudetenrande bei Jauernig in der Höhe von Schloß Johannisberg.



Fig. 3. Kiesgrube am Hahnenberg bei Jauernig.


BIBLIOTHEK

18



Fig. 4. Der Hasenberg bei Ottmachau von O gesehen.



Fig. 5. Gebirgsrandschotter über gestauchten nordischen glazialen Sanden und Kiesen bei Sandhübel.



Fig. 6. Rundhöcker bei Sandhübel.

BIBLIOTHEK

Tafel 18

Figur 1. Diabasglas; 200 : 1.
Aus dem Culm von Welleringhausen.
Material (Dünnschl. 4) Geol. Inst. T. H. Bln.

Figur 2. Glasige Diabasasche in kieselig-kalkiger Grundmasse; 20 : 1.
Aus dem Culm von Bömighausen.
Material (Dünnschl. 13) Geol. Inst. T. H. Bln.

Figur 3. Diabasmandelstein: Chalcedon- und Kalkspat-Ausfüllungen mit undulöser Auslöschung; 20 : 1.
Material (Dünnschl. 9) Geol. Inst. T. H. Bln.

Figur 4. Kristalltuff; 100 : 1.
Aus dem Culm (Hangende Kieselkalke) von Rhena.
Material (Dünnschl. 17) Geol. Inst. T. H. Bln.

Figur 5. *Glyphioceras striatum waldeckense* n. subsp.; 1 : 1.
Aus dem Culm (III β 5) von Bömighausen.
Original Geol. Inst. T. H. Bln.

Figur 6. *Glyphioceras spirale* PHILL.; 1 : 1.
Aus dem Culm (III γ 1) von Bredelar (Orthelle).
Original Geol. Inst. T. H. Bln.

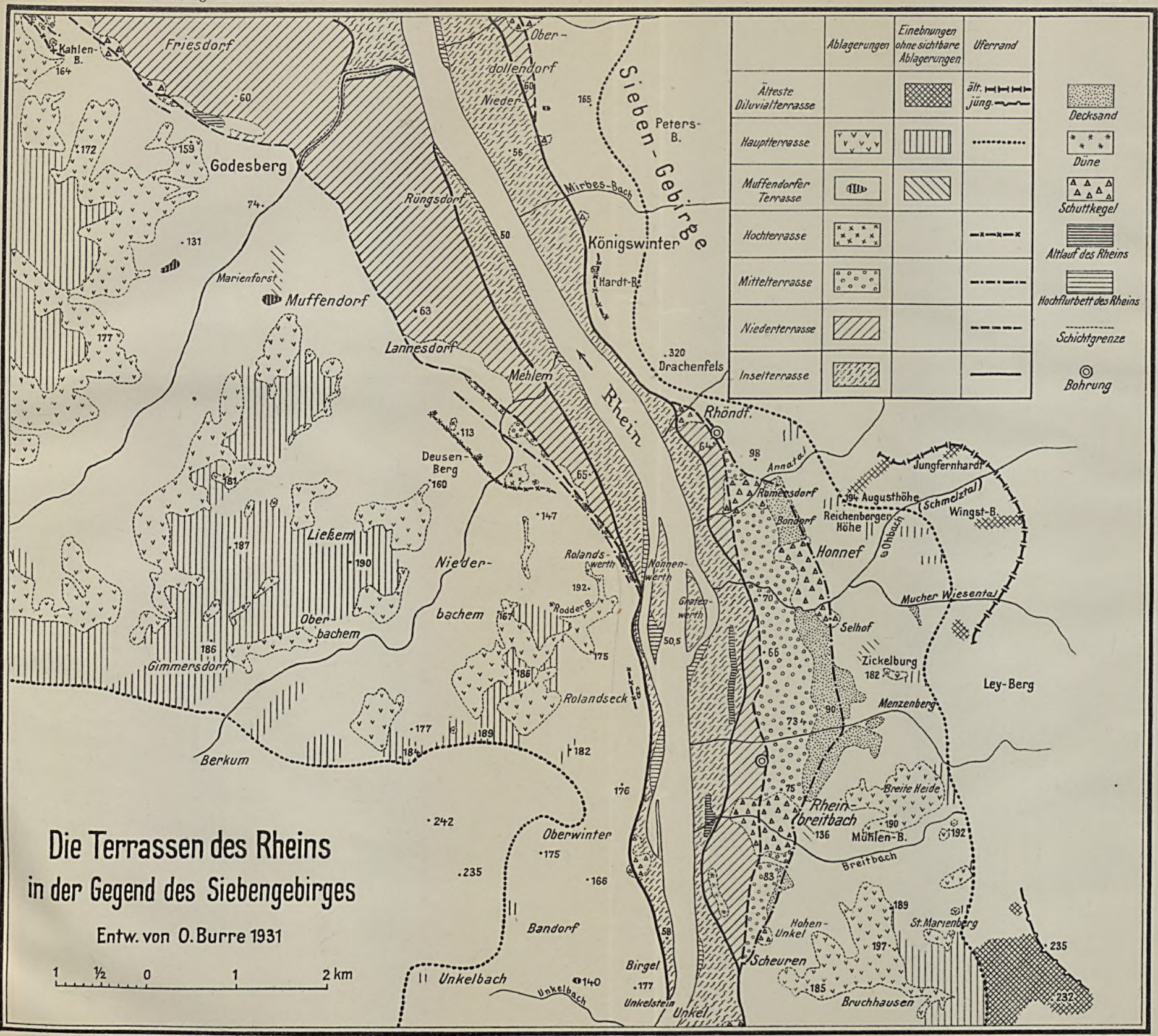
Figur 7. *Glyphioceras subcircularis subcircularis* MILL.; 1 : 1.
Aus dem Culm (III γ 2) von Rhena.
Original Geol. Inst. T. H. Bln.

Figur 8. *Nomismoceras grimmeri* KITTL; 1 : 1.
Aus dem Culm (III α) von Rhena.
Original Geol. Inst. T. H. Bln.

Figur 9. Knochenplatte eines Placodermen; 1 : 1.
Aus dem Culm (III γ 2) von Rhena.
Original Geol. Inst. T. H. Bln.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
574/31

BIBLIOTECA



Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

BIBLIOTHEK

Die Verbreitung des Trachyttuffes am Südrande der Niederrheinischen Bucht

Entworfen von Otto Burre, 1932

Verbreitung des Trachyttuffes
Reste von Trachyttuff in jüngeren Tuffen
Durchbruchsstellen des Trachyttuffes
Verwerfungen
Bohrungen und Schürfe
Weitere Erklärungen im Text

0 1 2 3 km

Finkenberg
Stieldorf
Rott
Uthweiler
Pleisbach
Vinxel
Ober-Cassel
Casseler Heide
Hohzelterberg
Dollendorfer Hardt ◎137
Oberpleis
Bennerscheid
Grube Altglück
Boseroth
Kippenhahn
Döttscheid
Euden-bach
Rostinger Heide
Ober-dollendorf
Nieder-
Heisterbach
Petersberg
Siebengebirge
Godesberg
Königs-winter
Liebesbrünnchen
Wintermühlenhof
Remscheid
Mittelbach
Ittenbach
Brüngsberg
Perlen-hardt
Hirschberg
Wolkenburg
Bolvershahn
Scheer-Kopf
Muffendorf
Lannes-dorf
Mehlem
Drachenburg
Burghof
Drachenfels
Breiberg
Löwenburg
Fritsches Hardt
Einsiedler Tal
Ägidienberg
Rhöndorf
Rhein
Oh-Bach
„Nesselburg"
Ließem
Nieder-bachem
Rolandswerth
Rodderberg
Rolandsbogen
Rolandseck
Honnef
Schwarzerden : Kopf
Broderkons-Berg (320)
Rottbitze
Berkum
Züllighofen
Schieß-graben
Ödingen
Oberwinter
Grube Virneberg
Rheinbreitbach
Unkel
Minderberg
Grube Stößchen

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

BIBLIOTHEK

22



Fig. 1. Teil des Zarpener Wallrückens mit der Mühle von Heilshoop, davor der westlich desselben gelegene Moorteich



Fig. 2. Ende des Zarpener Wallrückens auf dem Weinbergkoppeln an der Westseite des Herrenteichs von Reinfeld



Fig. 3. Aufschluß im Zarpener Wallrücken. Aufschluß im Streichen des Wallrückens. Kiesgrube bei Heidekamp nördlich Reinfeld i. H.



Fig. 4. Aufschluß im Zarpener Wallrücken, Kreuzschichtung zeigend. Kiesgrube bei Heidekamp nördlich Reinfeld i. H.

Vorbemerkung

Alle Originale entstammen eigenen Aufsammlungen und befinden sich im Geolog. Institut der T. H. Berlin, sie sind sämtlich in natürlicher Größe abgebildet — soweit nichts anderes angegeben ist.

Für die zahlreichen Mängel der beiden Tafeln, insbesondere die unübersichtliche Anordnung der Figuren und die vielfache Unschärfe der Wiedergabe ist der Verfasser nicht verantwortlich!

Tafel 22

Figur 1. *Glyphioceras crenistria* PHILL.
Steigertal-Niveau (III α), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 2—4. *Glyphioceras intermedium* n. sp.
2. Lobensteinkern.
Unt. Lautenth. Sch. (III α/β), Ecksberg/Lautenthal.
3. Holotyp.
Unt. Lautenth. Sch. (III α/β), Ecksberg/Lautenthal.
4. Altersform.
Unt. Lautenth. Sch. (III β, 1), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 5—6. *Glyphioceras striatum spirifer* ROEM.
5. Jüngeres Exemplar.
Unt. Lautenth. Sch. (III β, 1), Ecksberg/Lautenthal.
6. Holotyp.
„Posidonomyenschiefer bei Lautenthal."
ROEMER's Original (Nr. 389), Slg. B. A. Clausthal.

Figur 7. *Glyphioceras striatum striatum* SOW.
Mittl. Lautenth. Sch. (III β, 3), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 8. *Glyphioceras striatum umbilicus* ROEM. (5 : 1).
Ob. Lautenth. Sch. (III β, 4), Bielstein/Lautenthal.

Figur 9—10. *Glyphioceras striatum waddingtoni* BIS.
9. Jugendform.
Mittl. Borbg. Sch. (III β, 5), Ecksberg/Lautenthal.
10. Größeres Exemplar.
„*elegans*-Zone", Hammerberg/Edertalsperre; Slg. HOECK.

Figur 11—12. *Glyphioceras striatum waldeckense* HAUBOLD
11. Jüngeres Exemplar.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Ecksberg/Lautenthal.
12. Größeres Exemplar.
Ob. Borbg. Sch. (III β, 6), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 13—17. *Glyphioceras striatum crenistriatum* BIS.
13. Lobensteinkern.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.
14. Jüngeres Exemplar im Querschnitt.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.
15. Jugendform.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Steigertal/Lautenthal.
16. Ausgewachsenes Exemplar (a: von der Seite, b: von rückwärts).
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.
17. Altersform.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.

Figur 18—21. *Glyphioceras subcircularis subcircularis* MILL.
18. Fragment mit Einschnürung.
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
19. Jüngeres Exemplar (m. 4 Einschn.).
Ob. Grauw. (III γ, 2), oberes Neiletal/Neuekrug.
20. Größeres Exemplar (m. 4 Einschn.).
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
21. Größeres Exemplar (m. 6 Einschn.).
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.

Figur 22. *Glyphioceras subcircularis newsomi* GIRTY
Unt. Grauw. (III γ, 1), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 23. *Glyphioceras granosum ?spirale* PHILL.
(Gl. subc. newsomi G. nahestehend.)
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.



A. Kobold phot. Lichtdruck Bruckmann


BIBLIOTHEK

Tafel 23

Figur 24—27. *Glyphioceras granosum spirale* PHILL.
24. Fragment im Querschnitt.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.
25. Größeres Exemplar.
Höchste Borbg. Sch.?, Kl. Bromberg/Lautenthal.
26. Fragment mit Außenskulptur.
Höchste Borbg. Sch. (III, γ, 1), Ecksberg/Lautenthal.
27. Altersform.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 28—34. *Glyphioceras granosum poststriatum* BRG.
28. Lobensteinkern.
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
29. Jugendform (körperlich).
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
30. Jugendform (Abdruck) (5 : 1).
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
31. Größeres Exemplar (Steinkern).
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
32. Größeres Exemplar im Querschnitt.
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
33. Größeres Exemplar (a: Abdruck, von der Seite, b: Nabelpartie).
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
34. Altersform.
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.

Figur 35—36. *Sagittoceras brüningianum* H. SCHM.
35. *excavatum*-Stadium.
Ob. Lautenth. Sch. (III β, 4), Ecksberg/Lautenthal.
36. *discus*-Stadium (m. Alterszackung).
Ob. Lautenth. Sch. (III β, 4), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 37. *Sagittoceras* cf. *brüningianum* H. SCHM.
Mittl. Lautenth. Sch. (III β, 3), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 38—40. *Sagittoceras coronula* ROEM.
38. *calyx*-Stadium (5 : 1).
Mittl. Borbg. Sch. (III β, 5), Ecksberg/Lautenthal.
39. *excavatum*-Stadium (Nabelkante zu Beginn) (5 : 1).
Mittl. Borbg. Sch. (III β, 5), Ecksberg/Lautenthal.
40. *bisulcatum*-Stadium (ohne Seitenfurche!).
Mittl. Borbg. Sch. (III β, 5), Ecksberg/Lautenthal.

Figur 41—42. *Sagittoceras costulatum* n. sp.
41. *calyx*-Stadium (5 : 1).
Unt. Borbg. Sch. (III β, 4), Ecksberg/Lautenthal.
42. *calyx* mit Übergang zum *excavatum*-Stadium (5 : 1).
Posidonienschiefer (? Horizont), NO-Hang d. Heimberges/Lautenthal; Slg. Univ. Göttingen.

Figur 43—44. *Dimorphoceras discrepans* BROWN
43. Lobenabdruck.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Ecksberg/Lautenthal.
44. Größeres Exemplar.
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.

Figur 45—48. *Daraelites culmiensis* n. sp.
45. Jugendform im Querschnitt.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.
46. Fragment mit Loben (a: Abdruck, b: Lobenverlauf).
Unt. Grauw. (III γ, 1), Steigertal/Lautenthal.
47. Ausgewachsenes Exemplar.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.
48. Fragment mit Außenkante.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Trogtal/Lautenthal.

Figur 49. *Xenura koboldi* (n. gen., n. sp.) SCHÖNDORF (5 : 1).
Ob. Grauw. (III γ, 2), Gr. Steimkertal/Neuekrug.
Slg. SCHÖNDORF, Hildesheim.

Figur 50. *Archaeopteridium (Sphenopteridium)* cf. *tschermaki* (STUR) KIDSTON.
Unt. Grauw. (III γ, 1), Ecksberg/Lautenthal.


48
33b
42 5/1
27
33a
40
30 5/1
31
43
44
24
36
26
39 5/1
50
47
25
46a
29 5/1
46b
41 5/1
38 5/1
28
35
32
34
45
49 5/1


BIBLIOTHEK



Fig. 3. Geröllnest; Steinbruch Heidhornberg, Hüggel.



Fig. 1 Rillenbildung im Ibbenbürener Karbon, Bruch 5.



Fig. 4. Eingeschwemmte Stämme in Kongl.-Lagen Ibbenb. Br. 10.



Fig. 2. Rillenbildung im Ibbenbürener Karbon, Bruch 2.


BIBLIOTHEK



Fig. 6. Rillenbildung im Ibbenbürener Karbon, Bruch 20.



Fig. 7. Rillenbildung, Piesberg, 5. Sohle.



Fig. 5. Geröllführung der Konglomerate, Ibbenbüren, Bruch 5.


BIBLIOTHEK

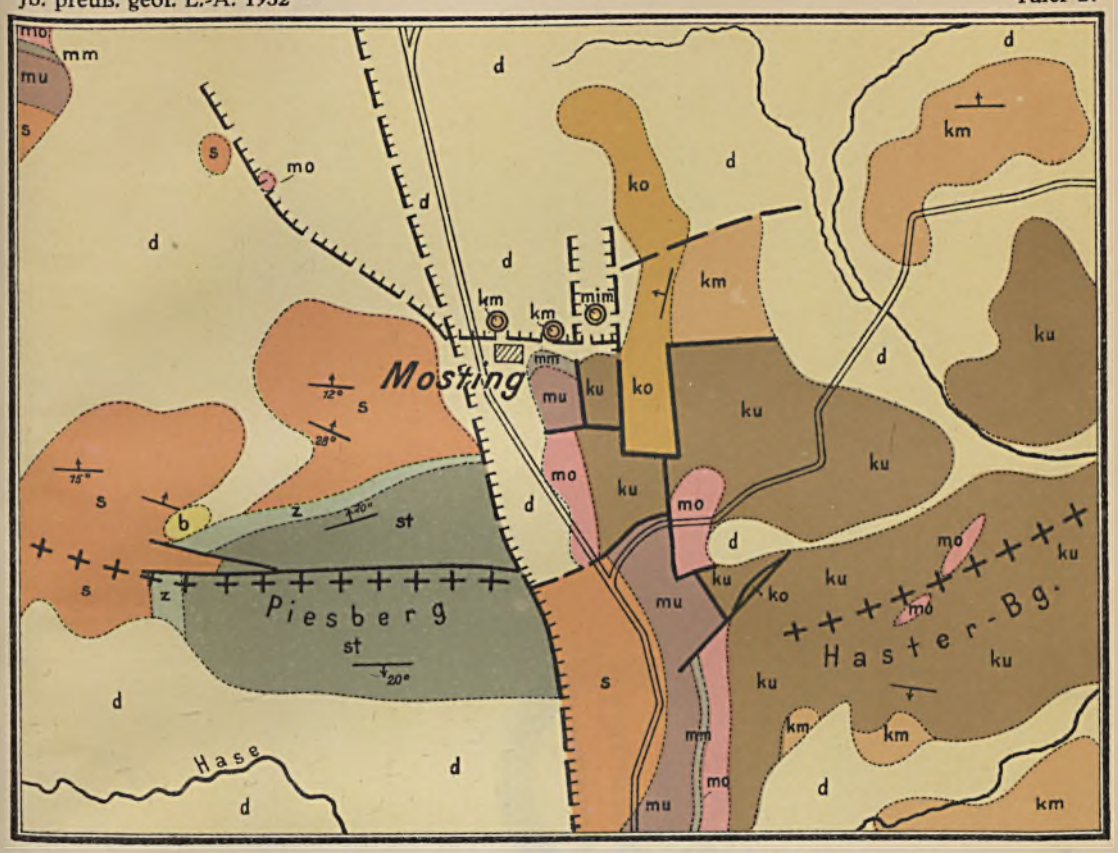


Fig. 8. Konglomeratlagen im Ibbenbürener Karbon, Bruch 2.

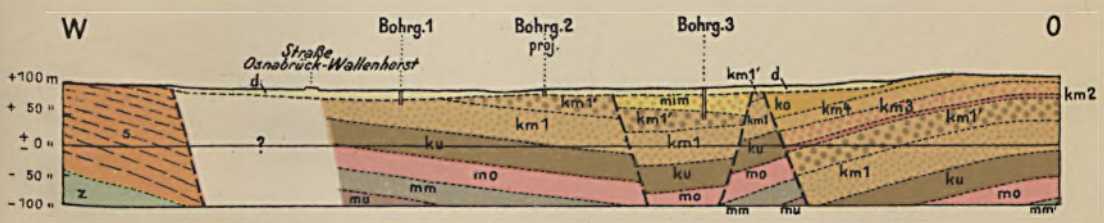


Fig. 9. Konglomerat und Rillenbildung im Karbon des Piesberges, 3. Sohle.

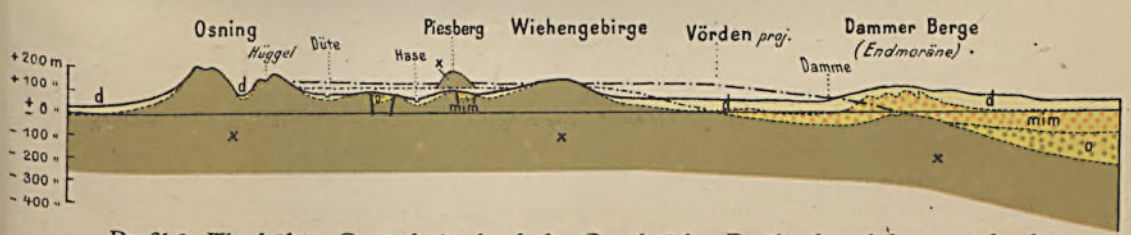

BIBLIOTHEK



Geologische Skizze der Umgebung des Piesberges. Maßstab 1 : 37500.
(Etwas abgeändert und ergänzt) nach HAARMANN. — Dies. Jb. 1909, T. I, Taf. 1.



Profil 1. Das Einbruchsbecken von Lechtingen auf Grund der Bohrungen.
Maßstab 1 : 12500.



Profil 2. Überhöhter Querschnitt durch das Osnabrücker Bergland und den anstoßenden Streifen des norddeutschen Flachlandes. Zur Veranschaulichung der diskordanten Auflagerung des Mittelmiozäns auf Oligozän und älteres Gebirge sowie der Verbiegungen der Unterkanten des Oligozäns und Mittelmiozäns. Maßstab der Längen 1 : 500000. Maßstab der Höhen 1 : 33333.

Farbenerklärung

x — Älteres Gebirge: (Karbon bis Oberkreide)
st — Karbon
z — Zechstein
s — Buntsandstein
mu — Unt.
mm — Mittl.
mo — Oberer Muschelkalk
ku — Unt. Keuper
km1 — bunte Abteilung
km1' — graue Abteilung (Untere bunte Mergel)
km2 — Schilfsandstein
km3 — „Rote Wand"
km4 — Steinmergelkeuper
km — ungegliedert
Mittlerer Keuper
ko — Ob. Keuper
o — Oligozän
mim — Mittelmiozän
b — Terrestrisches Tertiär (Pliozän?)
d — Diluvium und Alluvium
Verwerfungen. „Piesberg-Achse". Bohrpunkte.

Entworfen von W. Haack 1932

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin


BIBLIOTHEK

Tafel 28

Seite

Fig. 1. *Meyeria gracilis* n. sp. Unteres Hauterive; Ehberg bei Bielefeld; leg. ALTHOFF. Carapax und Abdomen von links. Holotyp. ×3 579

Fig. 2. *Meyeria gracilis* n. sp. Terga der Abdominalsegmente 4—6 und Telson des in Fig. 1 dargestellten Exemplars. ×3 579

Fig. 3. *Meyeria gracilis* n. sp. Carapax von oben. ×3 579

Fig. 4. *Meyeria gracilis* n. sp. Abdominalsegmente 2—4 von oben. ×3 579

Fig. 5. *Linuparus duelmenensis* (GEINITZ). Grenze Cenoman/Turon, Zone des *Actinocamax plenus;* Pennrich bei Dresden; leg. J. TRÖMER. Gips-Ausguß eines Abdrucks. Abdominalsegmente 1—6 und rechte Uropoden. Nat. Größe 580

Fig. 6. *Linuparus duelmenensis* (GEINITZ) var. *carinata* nov. var. Oberes Cenoman; Hradek bei Groß-Czernosek an der Elbe, Böhmen; leg. GLAESSNER. Abdominalsegmente 1—5 von oben. Nat. Größe 581

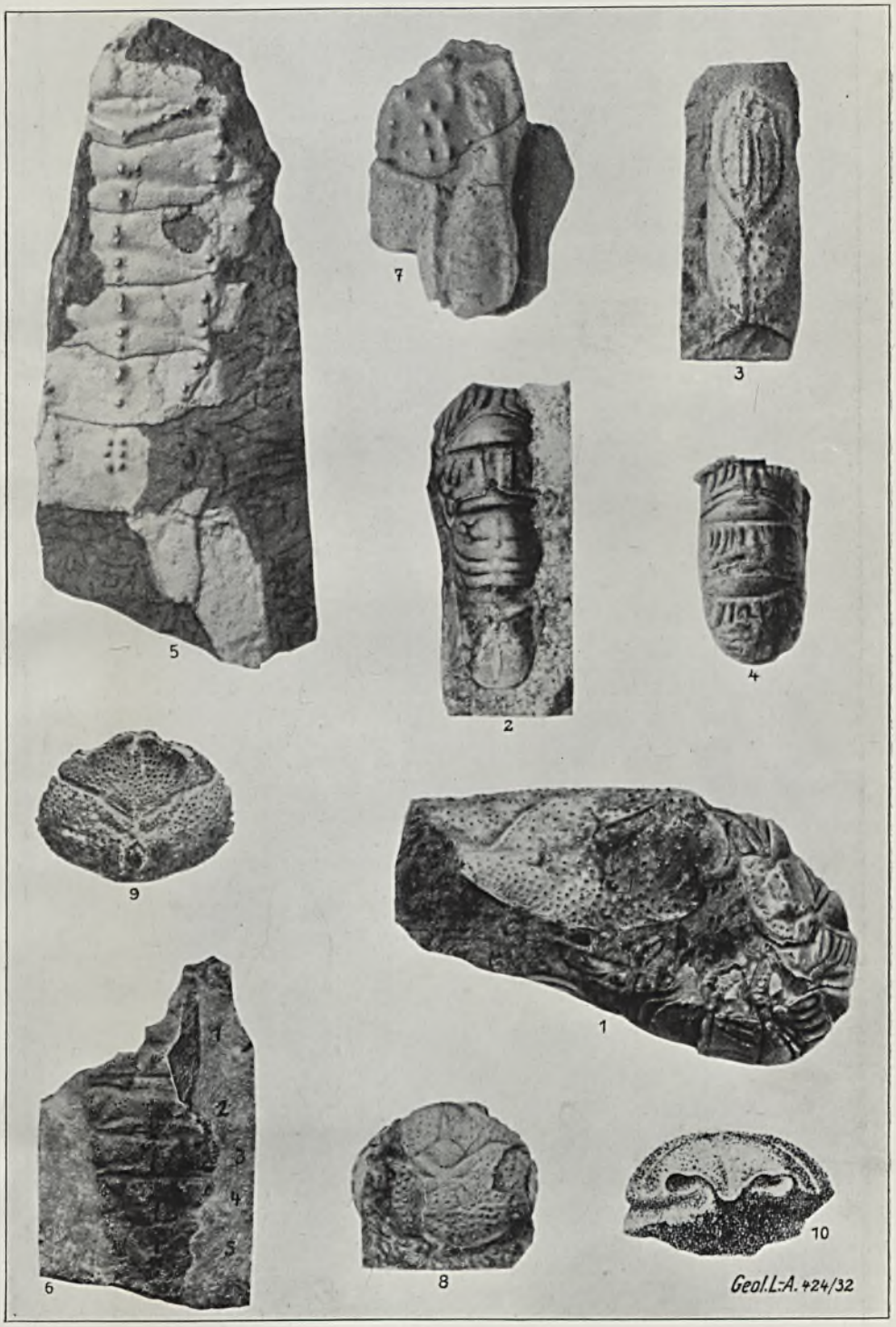
Fig. 7. *Linuparus africanus* n. sp. Santonien oder oberes Coniacien; am Mungofluß, Kamerun; leg. GUILLEMAIN. Carapax von oben. Holotyp. Nat. Gr. 582

Fig. 8. *Cyphonotus incertus* BELL. Grenze Cenoman/Turon, Zone des *Actinocamax plenus;* Dresden-Plauen; leg. H. DECKERT. Carapax von oben, Seitenränder ergänzt. ×3/2 584

Fig. 9. *Cyphonotus incertus* BELL. Unterstes Cenoman, Upper Greensand; Horningsham, South Wiltshire, England. Carapax von oben, etwas nach hinten geneigt, um die Augenhöhlen zu zeigen. Holotyp, phot. G. HERRING. 3/2 . 584

Fig. 10. *Cyphonotus incertus* BELL. Holotyp von vorne. Nach BELL, 1863, Taf. 1, Fig. 1a 584

Die Originale zu Fig. 1—4 und 7 befinden sich in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die zu Fig. 5 und 8 im Staatlichen Museum für Mineralogie und Geologie in Dresden, das in Fig. 6 dargestellte Stück im Staatsmuseum in Prag und das Original zu Fig. 9 und 10 im British Museum (Natural History) in London. Die Fig. 1—8 wurden von der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Fig. 9 vom British Museum in dankenswertem Entgegenkommen für den Verfasser angefertigt.


7
3
5
2
4
9
1
6
8
10
Geol.L.-A. 424/32

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Fortsetzung der Finnestörung zwischen Saale und Elster

Aufgenommen von O. Steiner

Herausgegeben von der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Maßstab 1:50000

0 1 2 3 4 km

Farben-Erklärung:

Culm — c2 *Grauwackenschiefer.*

Unt. Zechst. — zu

Mittl. Zechst. — zm *Hauptdolomit.*

Oberer Zechstein — y *Gips.*; zo1 *Untere bunte Letten.*; zo2 *Plattendolomit.*; zo3 *Obere graue und rote Letten.*

Unterer Buntsandstein — su1 *Rote Letten und lettige Sandsteine.*; su2 *Rote Letten, vereinzelte dünnbänkige Sandsteine.*; su3 *Helle, kalkhaltige, z. T. oolith. Sandsteine.*

Mittlerer Buntsandstein — sm1u *graugelber, feinkörniger Sandstein.*; sm1m *Schiefertone u. feste Sandsteine, Gervillia Murch.*; sm2 *Rote geflammte, dickbänkige Sandsteine.*; sm3 *Helle karbonatische Sandsteine mit Carneol.*

Oberer Buntsandstein — so1; so2; so3 *Myophorienschichten.*

Unter. Muschelkalk — mu1 *Flasriger Kalkschiefer.*; mu2 *Flasriger Kalkschiefer, x Terebratelbänke, x Zone der Schaumkalkbänke.*

Mittl. Muschelk. — mm *Helle plattige, dolomitische Kalke, z. T. oolithisch u. Mergel.*

Oberer Muschelkalk — mo1 *Trochiten-Kalk.*; mo2 *Ceratiten-Schichten.*

Kohlenkeuper — ku1 *Graue Letten, Sandsteine und Ockerkalke.*

Tertiär — e *Eozäne Quarzschotter, Sande u. Tone.*

Diluvium — dg1 *Präglaziale Flußterrassen.*; dg2 *Flußterrassen.*; d *Löß und Geschiebelehm.*

Alluvium — a *Auelehm.*; ak *Quellkalk.*

Ablagerungen — m *Muschelkalkschutt.*

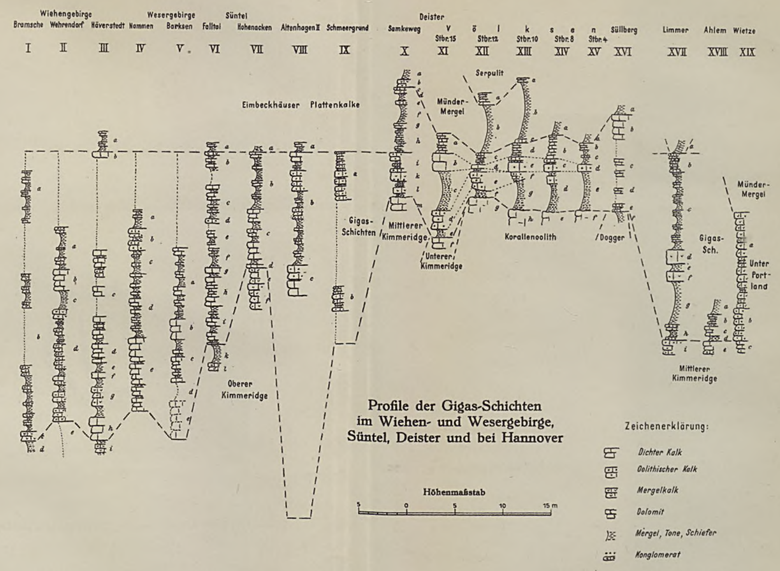
Versteinerungs-Fundpunkte. — *Quellen.* — *Verwerfungen, beobachtete, vermutete.* — *Tiefbohrloch.*

Gisaldruck v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66

30

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł. 45003

BIBLIOTEKA INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

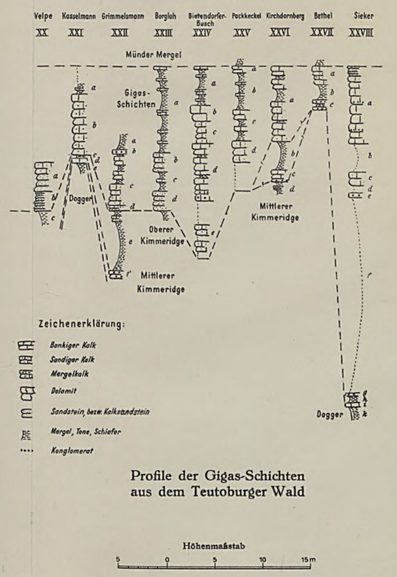


Profile der Gigas-Schichten im Wiehen- und Wesergebirge, Süntel, Deister und bei Hannover

Zeichenerklärung:

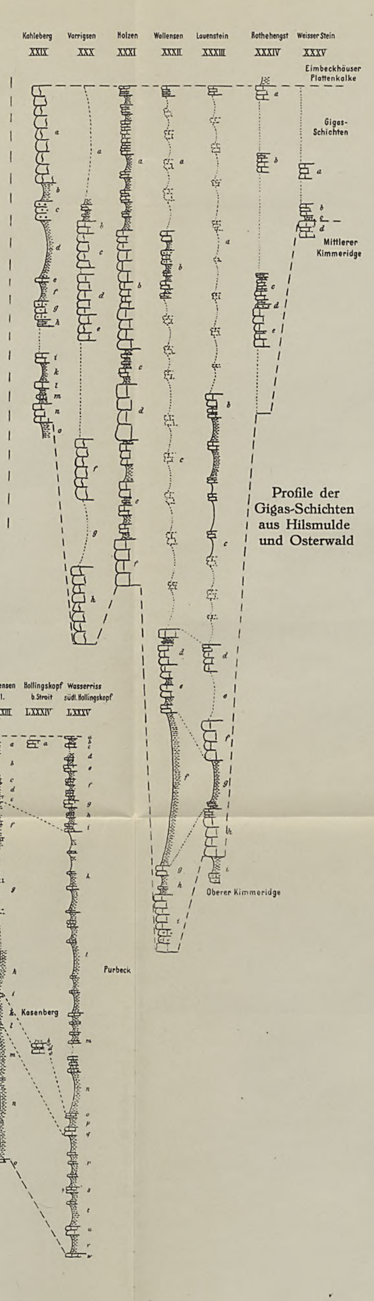
- Dichter Kalk
- Oolithischer Kalk
- Mergelkalk
- Dolomit
- Mergel, Tone, Schiefer
- Konglomerat

Höhenmaßstab 5 0 5 10 15 m

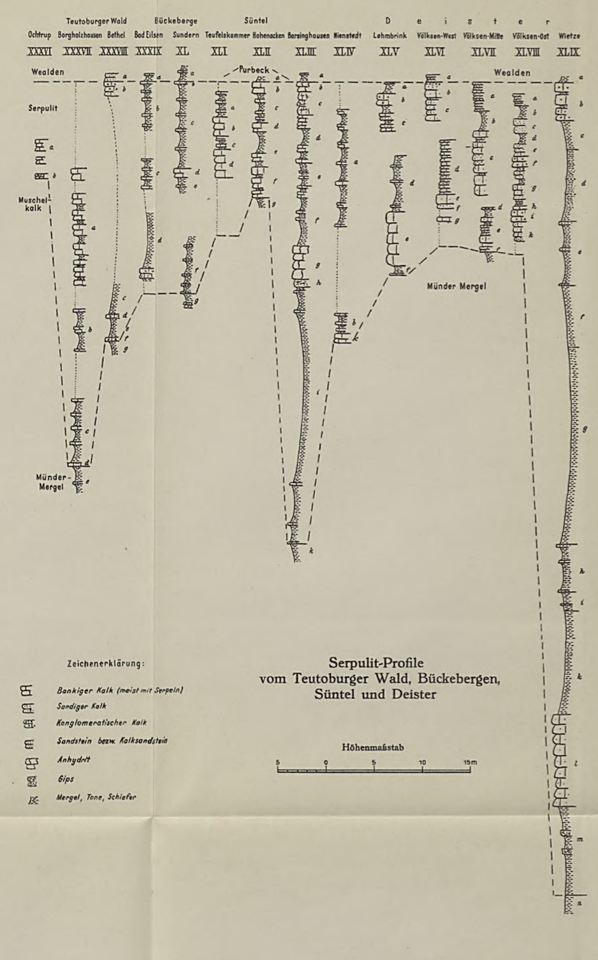


Profile der Gigas-Schichten aus dem Teutoburger Wald

Höhenmaßstab 5 0 5 10 15m

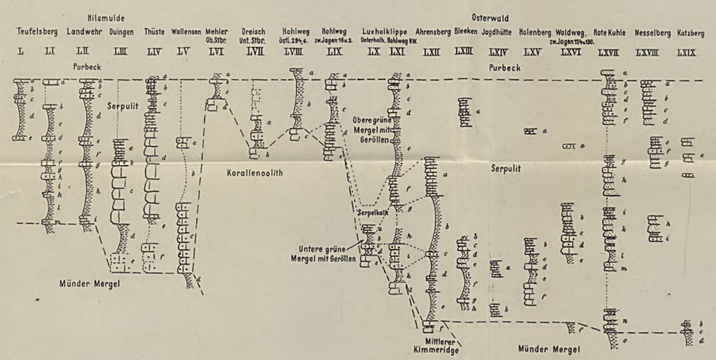


Profile der Gigas-Schichten aus Hilsmulde und Osterwald



Serpulit-Profile vom Teutoburger Wald, Bückebergen, Süntel und Deister

Höhenmaßstab 5 0 5 10 15m

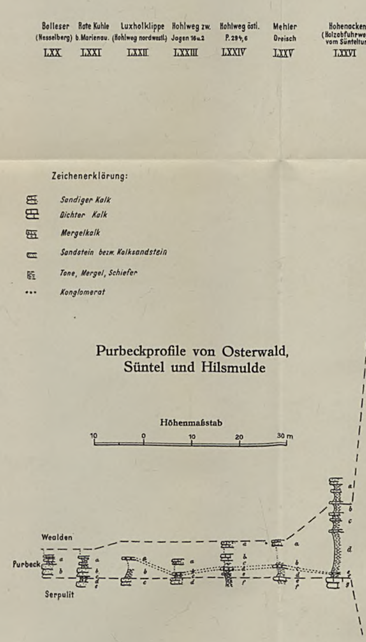


Serpulit-Profile aus Hilsmulde und Osterwald

Zeichenerklärung:

- Bankiger Kalk
- Lumachelle Kalk
- Sandiger Kalk
- Konglomeratischer Kalk
- Sandstein bezw. Kalksandstein
- Mergel, Tone, Schiefer
- Gerölle

Höhenmaßstab 5 0 5 10 15m



Purbeckprofile von Osterwald, Süntel und Hilsmulde

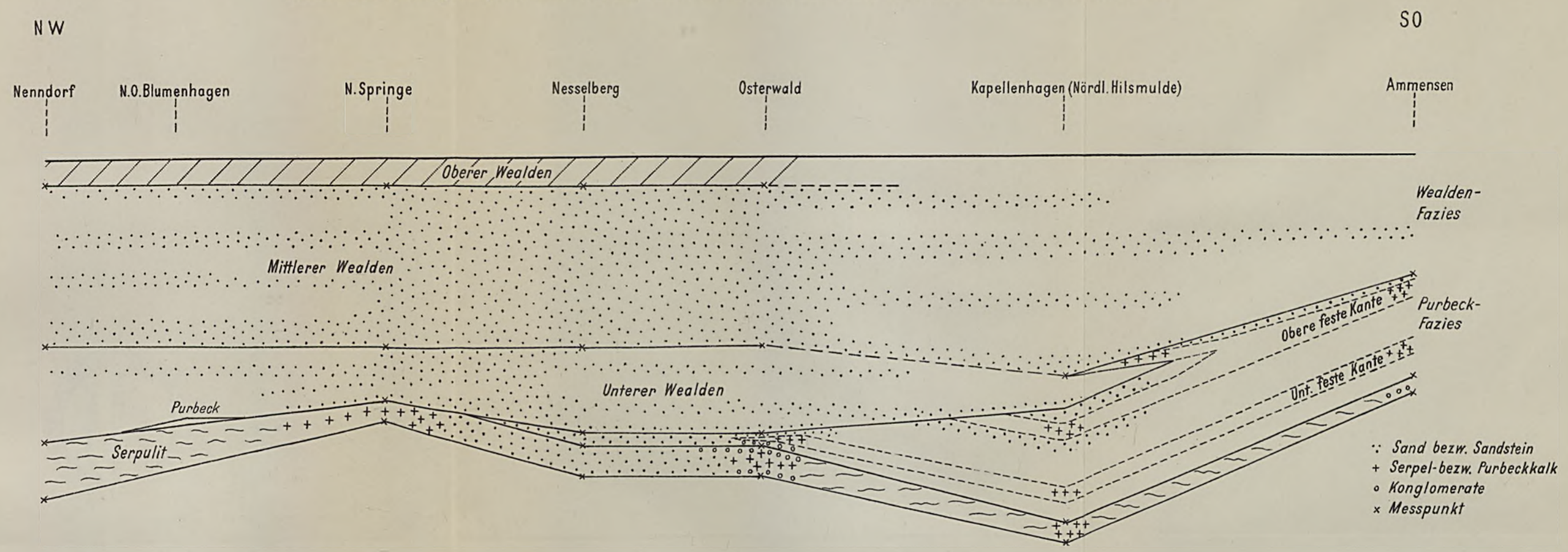
Höhenmaßstab 10 0 10 20 30 m

BIBLIOTEKA

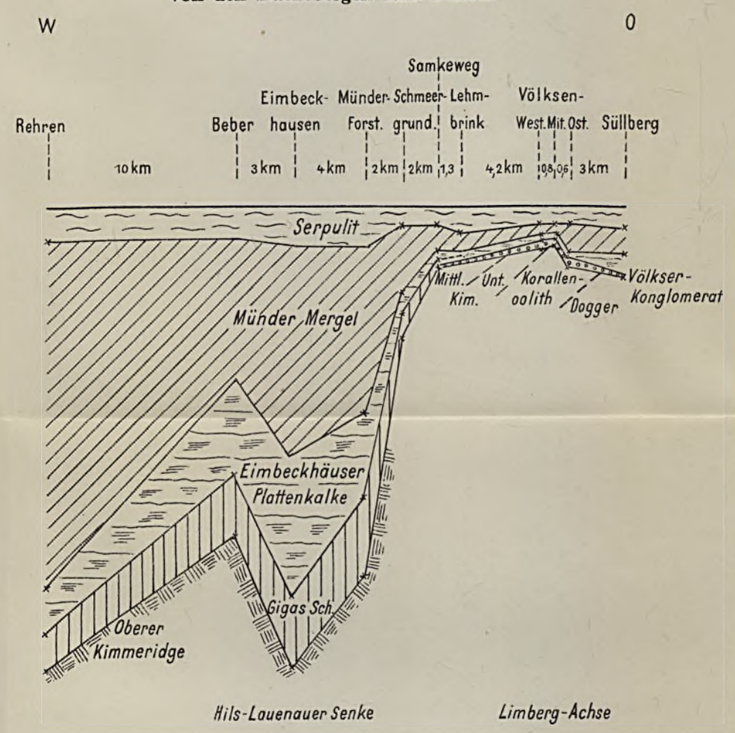
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

32

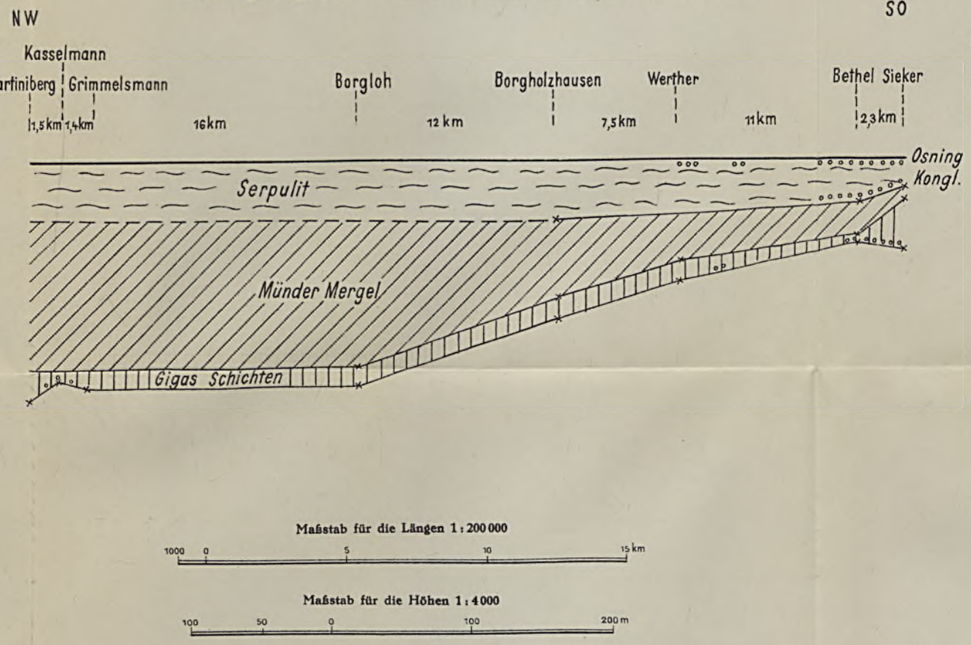
Fazies- und Mächtigkeitsprofil von Serpulit, Purbeck, Wealden vom NW-Deister zur SO-Ecke der Hilsmulde



Mächtigkeitsprofil des Oberen Malm von den Bückebergen zum Deister



Mächtigkeitsprofil des Oberen Malm im Teutoburger Wald



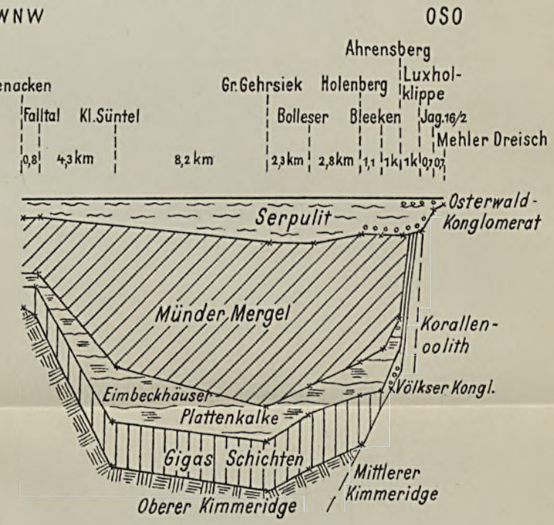
Maßstab für die Längen 1 : 200 000

1000 0 5 10 15 km

Maßstab für die Höhen 1 : 4000

100 50 0 100 200 m

Mächtigkeitsprofil des Oberen Malm vom Süntel zum Osterwald



Entworfen von H. Raecke 1931

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

BIBLIOTHEEK

Tafel 32

Seite

Fig. 1. Brecciöser Anhydrit durch subaquatische Rutschung entstanden.
Aufschlußhöhe: 9 m.
Steinbruch des Leunawerks am Kohnstein bei Niedersachswerfen.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 660
Verf. phot.

Fig. 2. Anhydritbreccien durch hellere Verfestigungslagen getrennt.
Steinbruch des Leunawerks am Kohnstein bei Niedersachswerfen.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 660
Verf. phot.

Fig. 3. Fältelung durch Rutschung an der Grenze anschwellender weißer Gipse zu feinschichtigem Gips.
Aufschlußhöhe: 1 m.
Steinbruch östlich des Hasenwinkels bei Harzungen.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 665
Verf. phot.

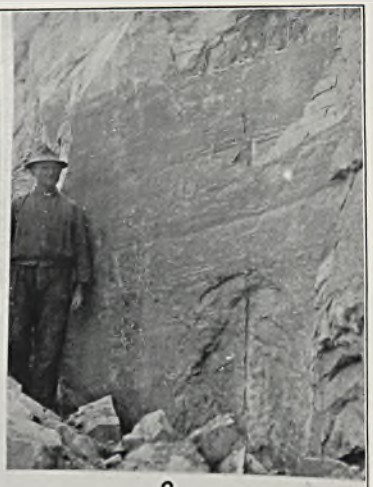
Fig. 4. Alabasterkugel im Sediment.
Aufschlußhöhe: 0.75 m.
Hasenwinkel bei Harzungen.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 662
Verf. phot.

Fig. 5. Feinschichtiger Gips setzt sich im Schutze eines Gipswalles ab.
Aufschlußhöhe: 1.50 m.
Steinbruch nördlich der Dorfstelle Tütcherode bei Harzungen.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 661
Verf. phot.

Fig. 6. Hohlform einer Alabasterkugel.
Aufschlußhöhe: 0.50 m.
Ochsenloch bei Ilfeld.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 662
Verf. phot.



1



2



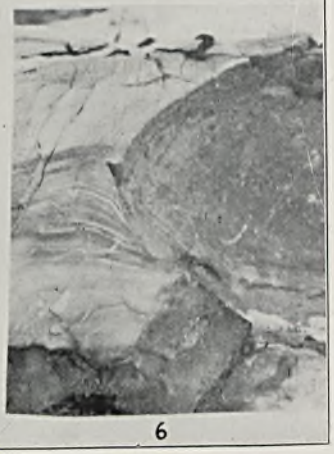
3



4



247/32 5



6


BIBLIOTHEK

Tafel 33

Seite

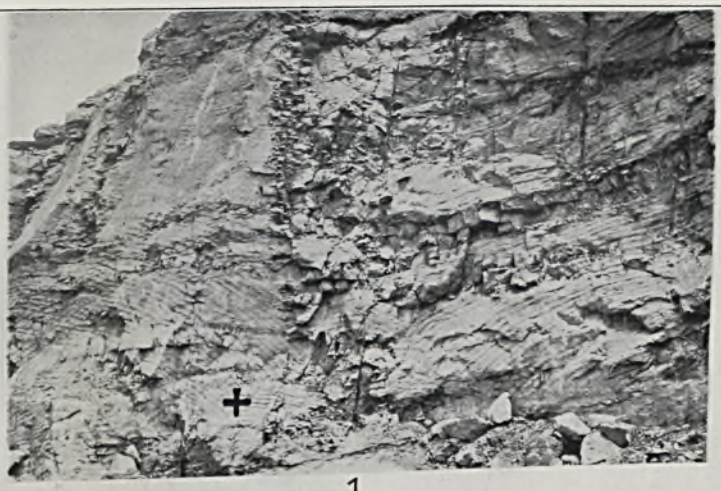
Fig. 1. Gips mit Pseudoschichtung und Polygonklüften. Beim + Stelle der Fig. 2.
Aufschlußhöhe: 7 m.
Steinbruch des Leunawerks am Kohnstein bei Niedersachswerfen, 2. Sohle.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 . . . . . 681 u 684

Fig. 2. Gips mit zwei sich kreuzenden Pseudoschichtungen. Eine verläuft von links oben nach rechts unten, die andere horizontal. Abb. 18 gibt eine Übersicht zu dieser Stelle.
Aufschlußhöhe: 0.50 m.
Steinbruch des Leunawerks am Kohnstein bei Niedersachswerfen, 2. Sohle.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 681

Fig. 3. Alabasterkugeln mit wolkenförmiger Zeichnung.
Aufschlußhöhe: 0.50 m.
Ochsenloch bei Ilfeld.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 662
Verf. phot.

Fig. 4. Gekrösefältelung im Älteren Anhydrit neben einer Alabasterkugel.
Aufschlußhöhe: 0.75 m.
Querschlag der 6. Sohle des Wolfsschachtes.
Blatt Eisleben, Grad-Abt. 57, Nr. 26 661
Verf. phot.

34



1



2





248/32

3 4


BIBLIOTHEK

Tafel 34

Seite

Fig. 1. Auslaugungshorizont über Basalgips.
Dorfstelle Tütcherode bei Rüdigsdorf.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 673
Verf. phot.

Fig. 2. Feinschichtiger Älterer Anhydrit über flaserschichtigem (Niveau des Ältesten Steinsalzes).
Aufschlußhöhe: 1 m.
Ritzstrecke des Klothilde-Schachtes bei Eisleben.
Blatt Eisleben, Grad-Abt. 57, Nr. 26 671
Verf. phot.

Fig. 3. Anhydrit mit Fasergipsklüften. An den weit hinein aufgelösten Fasergipsgängen noch tiefer weggefressene Gipsstreifen. An den Rändern schwach hervortretende Karbonatstreifen.
Steinbruch am Johannisberg bei Niedersachswerfen.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 681
Verf. phot.

Fig. 4. Marienglas in der Biegung einer Anhydritfalte.
Aufschlußhöhe: 0.75 m.
Wasserleitung nördlich von Rottleben.
Blatt Frankenhausen, Grad-Abt. 56, Nr. 41 684
Verf. phot.

Fig. 5. Die Gips-Anhydritgrenze. Große Restblöcke völlig ungeschichteten Anhydrites bei dem oberen und unteren Ende des Hammers (Länge: 45 cm) werden in Gips mit Pseudoflaserung umgewandelt.
Steinbruch des Leunawerkes am Kohnstein bei Niedersachswerfen.
Blatt Nordhausen-Nord, Grad-Abt. 56, Nr. 27 682

35



1



2



3



4



5

249/32


BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T III 15008

Tafel 35

Seite

Schliffe durch die Anhydrit-Gips-Grenze

Fig. 1. Kluftumwandlung.
Schliff 390/31. Feinkörniger Anhydrit wird von Fasergipsschnüren durchzogen. Anhydrit ist an seinem deutlichen Relief kenntlich. Die Fasern des Gipses stehen im Bild senkrecht. 678

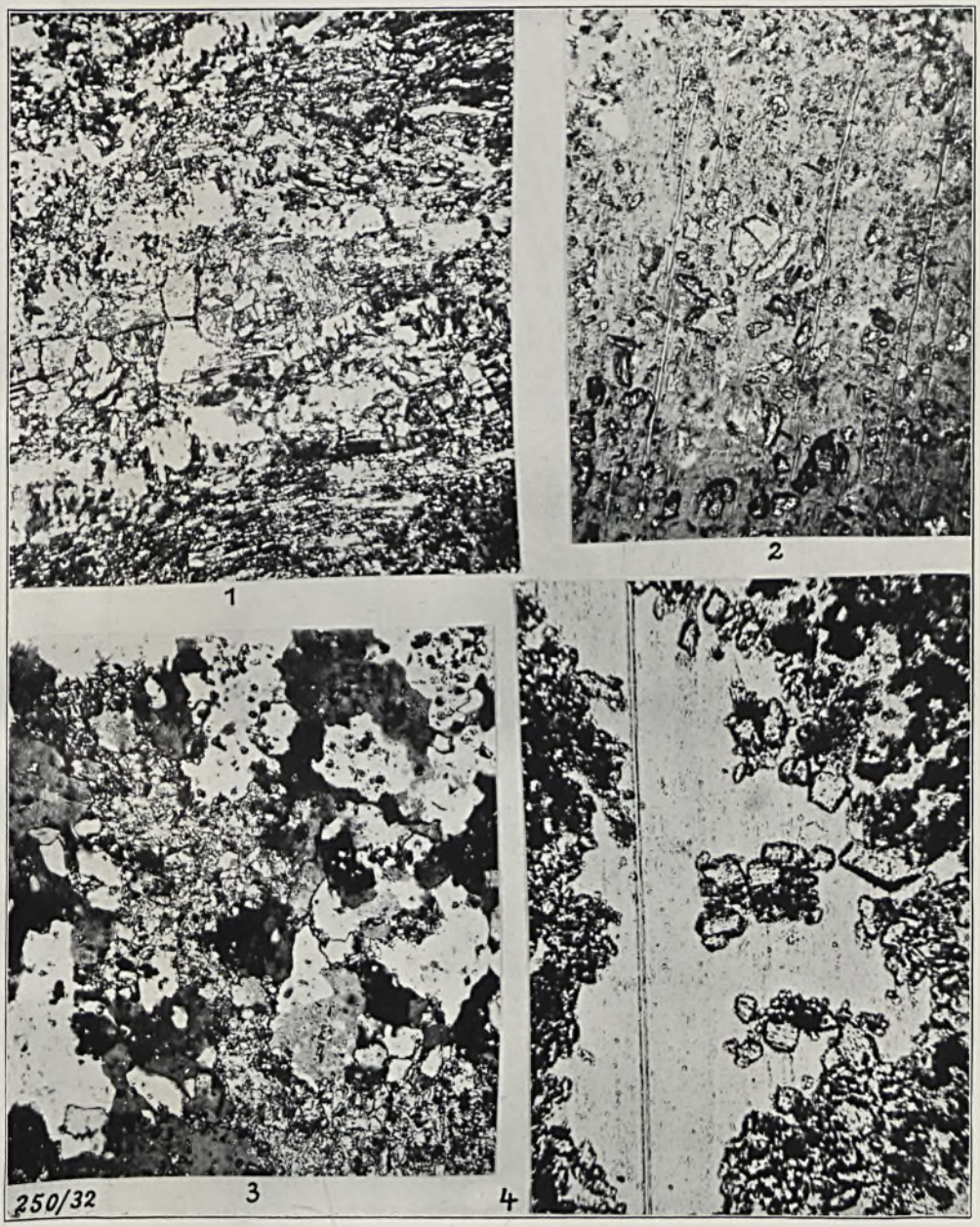
Fig. 2. Gipsporphyroblast.
Schliff 575/31. Einheitlicher großer Marienglaskristall (Spaltrisse!) in feinkörnigem Gips (Rand oben) enthält noch Anhydriteinschlüsse. Ganz am oberen Rande auch kleine Gipskristalle. 679

Fig. 3. Feinkornumwandlung.
Schliff 398/31. Mittelkörniger Gips bildet sich aus feinkörnigen Anhydrit (Mitte und rechts unten).

Fig. 4. Großkornumwandlung. 680
Schliff 400/31. Randlicher Anhydrit (deutliches Relief!) geht in einen einheitlichen großen Gipskristall (Spaltrisse im Bilde senkrecht!) über. Im Gips einzelne korrodierte Anhydritkristalle. 679

Alle Bilder 50 : 1, Fig. 16, 18 und 19 mit gekreuzten Nikols und Grünfilter, Fig. 17 in unpolarisiertem Licht.

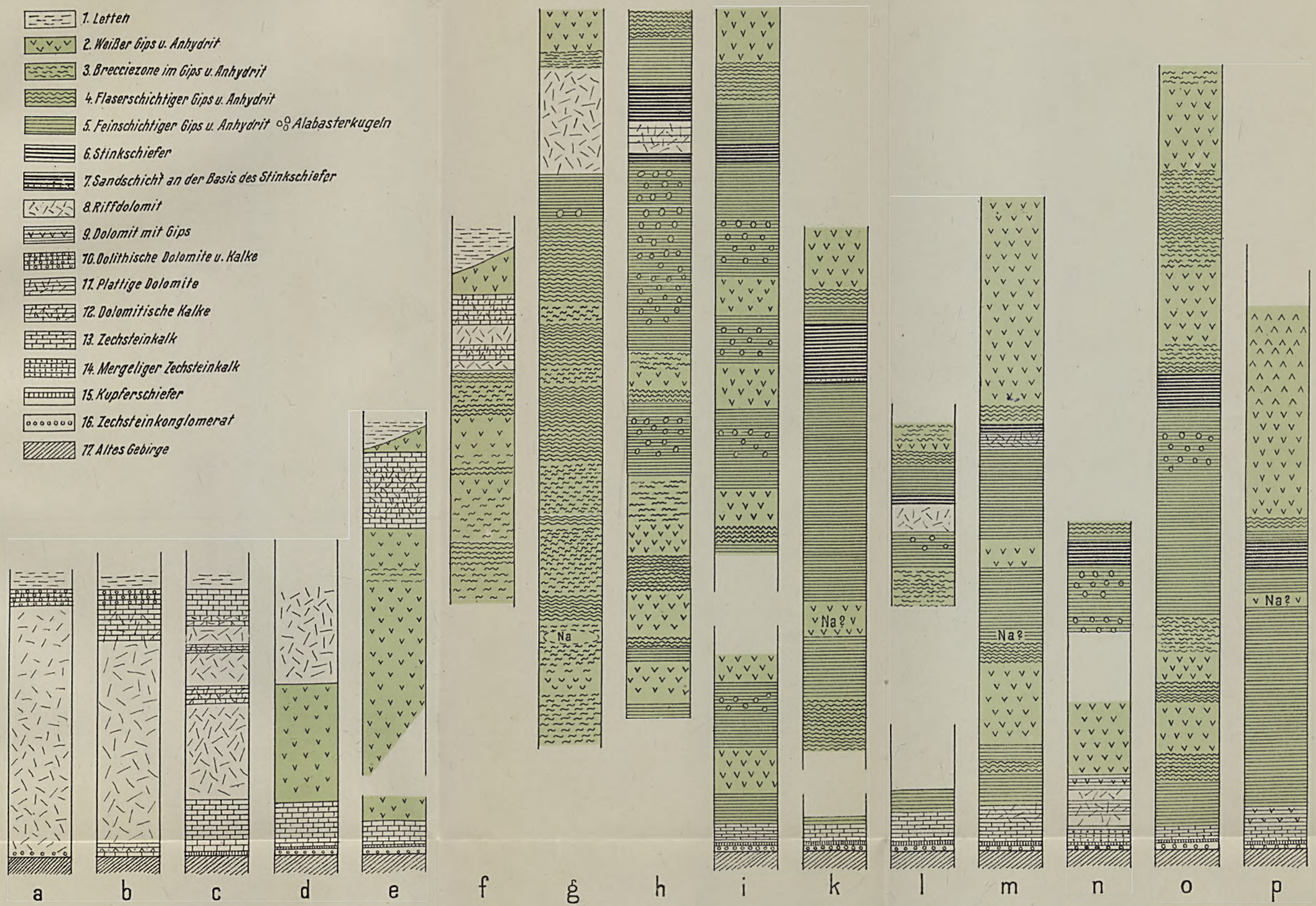
36




BIBLIOTHEK

Faziesprofile durch den Zechstein am Südharzrande

1. Letten
2. Weißer Gips u. Anhydrit
3. Brecciezone im Gips u. Anhydrit
4. Flaserschichtiger Gips u. Anhydrit
5. Feinschichtiger Gips u. Anhydrit ○ Alabasterkugeln
6. Stinkschiefer
7. Sandschicht an der Basis des Stinkschiefer
8. Riffdolomit
9. Dolomit mit Gips
10. Oolithische Dolomite u. Kalke
11. Plattige Dolomite
12. Dolomitische Kalke
13. Zechsteinkalk
14. Mergeliger Zechsteinkalk
15. Kupferschiefer
16. Zechsteinkonglomerat
17. Altes Gebirge



a Profil bei Scharzfeld
b Profil bei Barbis
c Profil bei Lauterberg
d Profil am Römerstein
e Profil bei Tettenborn
f Profil bei Ellrich
g Profil am Kohnstein
h Profil östlich der Behre
i Profil zwischen Neustadt u. Rüdigsdorf
k Profil bei Steigertal
l Profil an der Numburg
m Profil im Thyratal
n Profil bei Rottleben
o Profil bei Questenberg
p Profil der Bohrung Bennungen (Mansfeld 60)

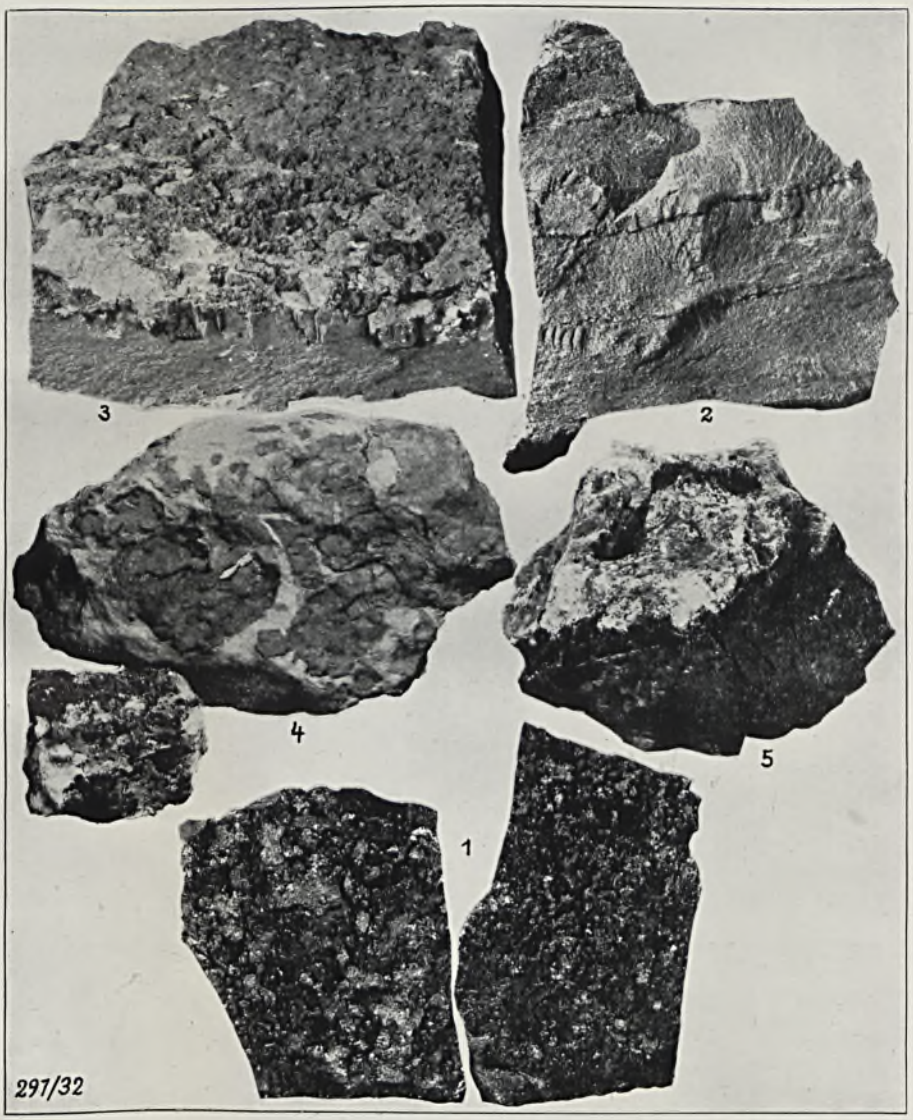
Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T 15008

Tafel 37

Fig. 1. Gigaskalk mit schwärzlichen, bituminösen Schichtbestegen. Steinbruch am Südhange des Deisters oberhalb Eimbeckhausen.
Fig. 2. Bituminöse Schichtbestege des Gigaskalkes im Vertikalschnitt. Steinbruch am Südhange des Deisters oberhalb Eimbeckhausen.
Fig. 3. Stylolithisch struierter Gigaskalk mit bituminösem und zugleich eisengebräuntem Schichtbesteg. Steinbruch am Südhange des Deister östlich Altenhagen.
Fig. 4. Münder Mergel-Gips, von Bitumen und gediegenem Schwefel schichtweise durchsetzt. Weenzer Gipsbruch am Hils.
Fig. 5. Bituminöser Serpulitkalk mit (hellem) Ozokerit und Anthrakonit auf Klüften.

3·8




BIBLIOTHEK

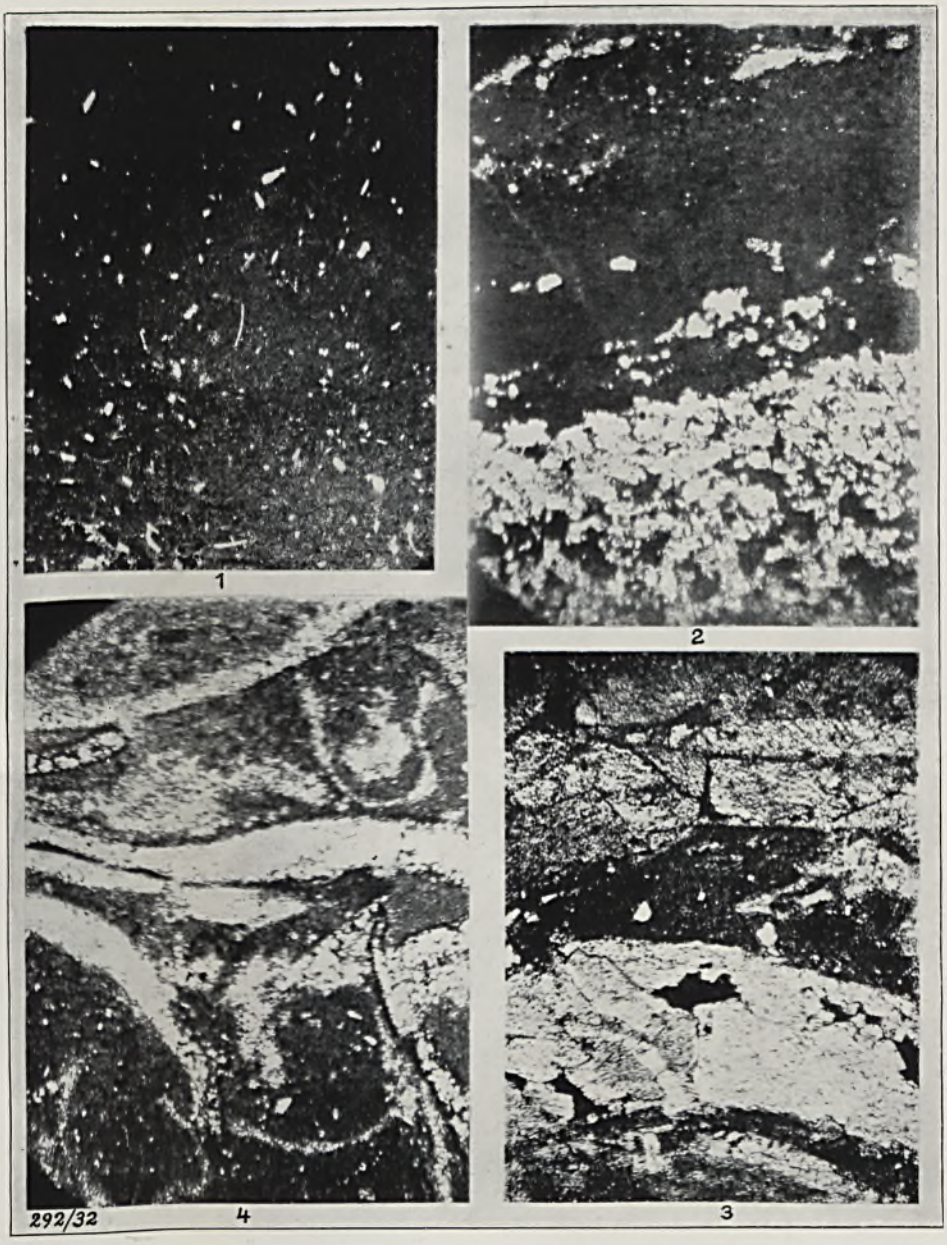
Tafel 38

Fig. 1. Serpulit des Georgschachtes.
Von diffusem Bitumen gleichmäßig dunkelgefärbter Kalk mit einzelnen größeren Quarzindividuen, außerdem durch und durch erfüllt von winzigen Schwefelkieskriställchen, die sich gelegentlich — in der oberen linken Ecke — zu stärker hervortretenden Massen konzentrieren.

Fig. 2. Serpulit des Georgschachtes.
Sandiger Kalk mit einzelnen stärker sandigen Lagen. Das Bitumen ist besonders an den reineren Kalk gebunden und färbt diesen einheitlich dunkel (oberer Teil des Dünnschliffs). Das ganze Gestein ist ungemein reich an Schwefelkies in kleinen und größeren Individuen.

Fig. 3. Serpulit des Georgschachtes.
Das den feinkristallinen Kalk gleichmäßig dunkel färbende Bitumen ist innerhalb der grobkristallinen Zonen zu einzelnen tiefschwarzen Partien zusammengeballt, die sich der kristallographischen Begrenzung des Calcits anpassen, und ist in dieser Form augenscheinlich bei der Umkristallisation des Kalkes aus seiner ursprünglich diffusen Verteilung mobilisiert und konzentriert worden.

Fig. 4. Gigaskalk des Wesergebirges bei Kl.-Bremen.
Das Bitumen erscheint sowohl gleichmäßig verteilt in der feinkörnigen Calcitmasse wie in tiefschwarzen Partien angereichert, die ausschließlich an die grobkristalline Struktur der Muschelschalen randlich gebunden sind. Schwefelkies in winzigen Individuen durchsetzt die ganze Gesteinsmasse.


1
2
292/32
4
3

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Geologische Übersichtskarte der Portlandbildungen am Wesergebirge, Bückeberg und Deister

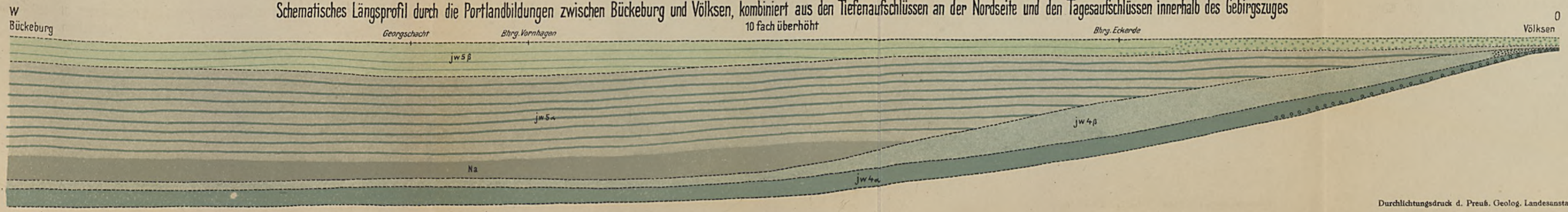
Entw. von O. Grupe

Maßstab 1:100 000

1 0 1 2 3 4 5 km



Schematisches Längsprofil durch die Portlandbildungen zwischen Bückeburg und Völksen, kombiniert aus den Tiefenaufschlüssen an der Nordseite und den Tagesaufschlüssen innerhalb des Gebirgszuges



Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

40

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI
Th 15008

Die Stratigraphie des Buntsandsteins in Oberschlesien

Entworfen von P. Aßmann 1932

Rosenberg
Leschna
Oder
Guttentag
Oppeln
Falkenberg
Groschowitz
Lublinitz
Proskau
Rogan
Kalinowitz
Gr. Strehlitz
Georgen-
berg
Zyglin
Friedland
Krappitz
Gogolin
Oleschka
Wyssoka
Greboschowitz
Sarnau
Kottlischo-
witz
Pohlom
Woiska
Schieroth
Friedrichs-
hütte
Annabg.
Gr. Kottulin
Tost
Lassowitz
Tarnowitzer Sprung
Zyrowa
Klutschau
Leschnitz
Ciochowitz
Tarnowitz
Radzionkau
Neudeck
Dt. Piekar
Peiskretscham
Ujest
Pilzendorf
Mie-
chowitz
Beuthen-Czeladzer Erzmulde
Beut.
Bendzin
Bendziner Randspalte
Zülz
Oberglogau
Toster - Sprung
Rudzinitz
Laband
Mikultschütz
Czeladz
Porombka
Cosel
Kl. Althammer
Biskupitz
Laura
hütte
Hindenburg
Königshütte
Sielce
Gleiwitz
Kol. Zedlitz
Dt. Zernitz
Kieferstädtel
Kattowitz
Ochojetz
Myslowitz
Trzebiniaer Mulde
Petro-
witz
Mokrau
Krassow
Trze-
binia
Pilchowitz
Gr. Rauden
Czuchow
Nicolai
Neu-Anhalt
Dzieckowitz
Chrzanower Mulde
Imielin
Chrzanow
Lendzin
Gr. Chelm
Cielmitz
Berun
Sciern
Rybnik
Ursprüngliche südliche Verbreitungsgrenze des Buntsandsteins

Farben - Erklärung:

Trias | Rotliegendes | Prod. Karbon | Kulm | Verwerfungen | Bohrungen

Maßstab 1:400000.

0 4 8 12 16 20 km.

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

BIBLIOTHEK

42

Übersichtskarte zur Entwicklung der Glatzer Neisse und Freiwaldauer Biele

Maßstab 1:250000

0 5 10 km

Farbenerklärung:

- Alluviale Täler und Rinnen.
- Altalluviale Terrassenbildung.
- Jüngere Terrassenbildung:
  - a, am Ende
  - b, während
  - } der Saaleeiszeit.
- Endmoränen der Saaleeiszeit.
- Schwellen der Saaleeiszeit:
  - a, diluviale Aufschüttungen,
  - b, Aufpressungen des Tertiärs.
- Ältere Terrassenbildungen im Saale-Elsterinterglazial.
- Kristallines Gebirge.
- 241 Höhenzahlen in Metern über NN

Entworfen von J. Behr und L. von zur Mühlen

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008



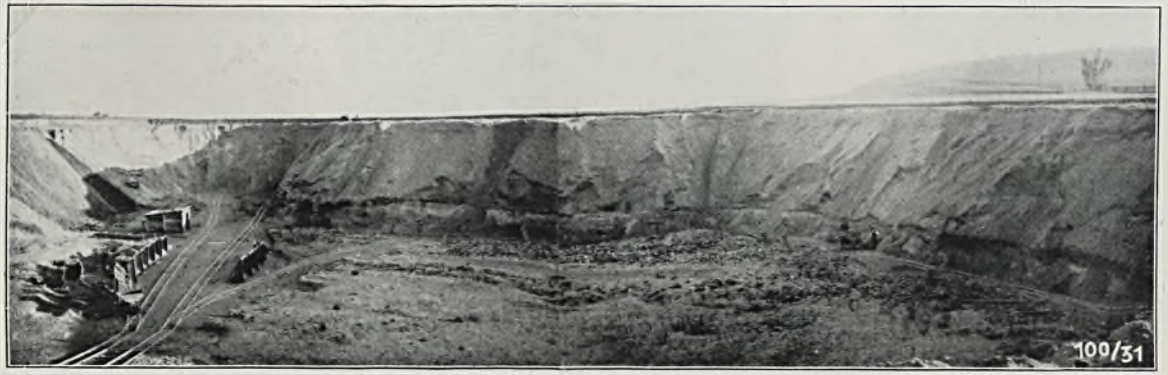
Aufgen. von J. Behr

Fig. 1. Kiesgrube bei Dürr-Hartha. Geschiebelehm taschenförmig in älteren Terrassenkiesen der Neiße.



Aufgen. von J. Behr

Fig. 2. Kiesgrube am evgl. Friedhof Kamenz. Ältere Terrassenkiese der Neiße über nordischen glazialen Sanden.

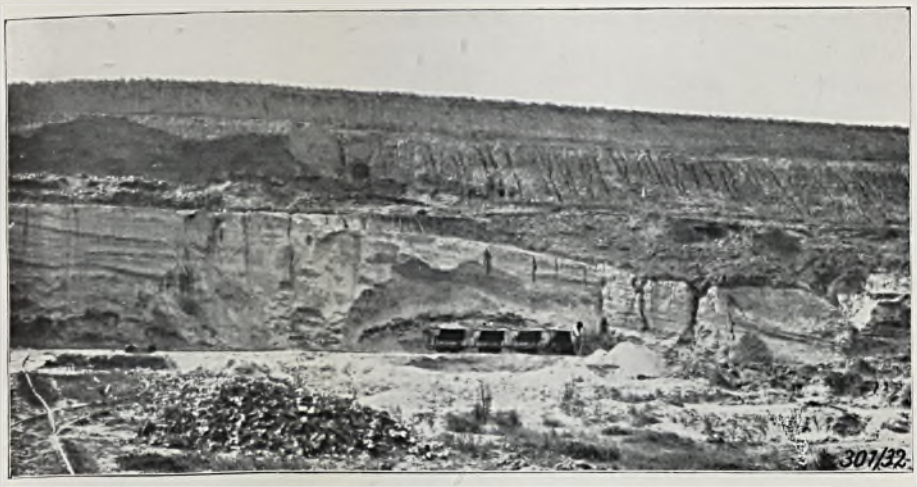


Aufgen. von J. Behr

Fig. 3. Kiesgrube am Bhf. Kamenz. In geringer Höhe über der Grubensohle ca. 0,50 m mächtige Neißeschotter.

RIJKSUNIVERSITEIT GRONINGEN
BIBLIOTHEEK

44



Aufgen. von J. Behr

Fig. 4. Westwand der SEIDEL'schen Ziegelei in Münsterberg.



Aufgen. v. J. Behr

Fig. 5. Ehem. Kiesgrube am Bhf. Wäldchen. Fluviatile grobe Kiese über glazialen Sanden



Aufgen. von H. Behr

Fig. 6. Blick auf die Endmoräne nördlich Groß-Mahlendorf.

BIBLIOTHEK



Aufgen. von J. Behr

Fig. 7. Gletscherschrammen auf dem Basalt von Taschenberg.



Aufgen. v. J. Behr

Fig 8. Der Glimmerschieferriegel zwischen Baitzen (am Horizont) und Schrom (rechts im Bilde)


BIBLIOTHEEK

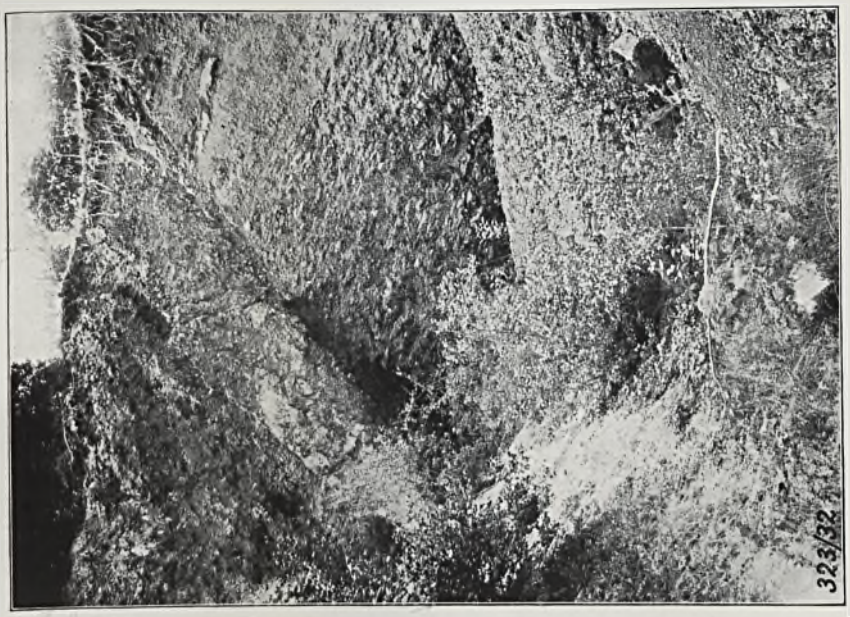


Fig. 2. „Lavagang" in den Schlacken der Grube nordöstlich Punkt 267,8 in der östlichen Wannengruppe.



Fig. 1. Lavaklotz in den Schlacken der Grube nördlich Punkt 267,8 in der östlichen Wannengruppe.



POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Th 15008

Tafel 46

Seite

Fig. 1. *Leperditia (Herrmannella) waldschmidti* (PAECKELMANN), Holotyp. Rechte Klappe, 5×. Barmen-Rittershausen. Obere Stringocephalen-Stufe (Schwelmer Kalk). Geol. Landesmus. Berlin 918

Fig. 1 a. Dasselbe Stück. Muskeleindrücke 918

Fig. 2. *Leperditia (Herrmannella) waldschmidti* (PAECKELMANN). Taxodonter Schloßbau, 10×. Barmen-Rittershausen. Obere Stringocephalen-Stufe (Schwelmer Kalk). Geol. Landesmus. Berlin 918

Fig. 3. *Leperditia (Herrmannella) strigosa* n. sp. (Holotyp). Rechte Klappe, 5×. Münchenrath bei Sötenich. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 912

Fig. 4. *Leperditia (Herrmannella) curva* n. sp. (Holotyp). Rechte Klappe, 5×. Wachtberg bei Sötenich. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 923

Fig. 5. *Leperditia (Herrmannella) subobliqua* n. sp. (Holotyp). Linke Klappe, 5×. Zwischen Tiesberg und Rothenberg bei Wachendorf. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 914

Fig. 6. *Leperditia (Herrmannella) perobliqua* n. sp. (Holotyp). Rechte Klappe, 5×. Wachtberg bei Sötenich. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 920

Fig. 7. *Leperditia (Herrmannella) calceolae* n. sp. (Holotyp). Linke Klappe, 10×. Gees bei Gerolstein. Obere Calceola-Stufe. Senckenbergmuseum Frankfurt, Nr. 393 a 911

Fig. 8. *Leperditia (Herrmannella) consobrina* (JONES). Doppelklappiges Stück, 5×. „Sötenich". Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin . 915

Fig. 8 a. Dasselbe Stück. Muskeleindrücke 915

Fig. 9. *Leperditia (Herrmannella) fastigata* n. sp. (Holotyp). Linke Klappe, 5×. „Sötenich". Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin . . . 921

Fig. 10. *Leperditia (Herrmannella) lotzi* n. sp. (Holotyp). Doppelklappiges Stück, 5×. Lindener Mark bei Gießen. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 917

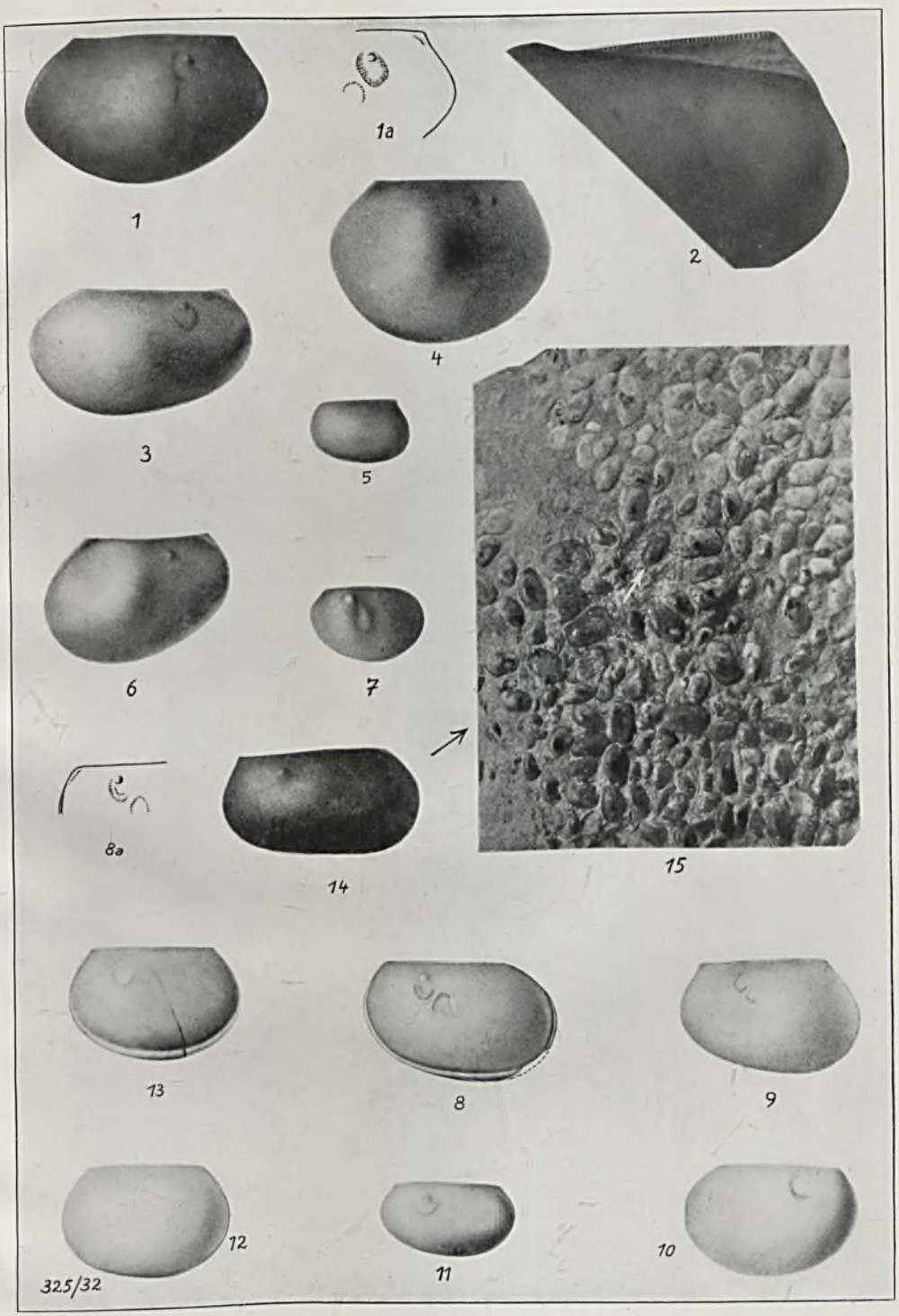
Fig. 11. *Leperditia (Briartina) hassiaca* n. sp. (Holotyp). Linke Klappe, 5×. Lindener Mark bei Gießen. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 926

Fig. 12. *Leperditia (Briartina) obtusa* (JONES). Linke Klappe, 5×. Lindener Mark bei Gießen. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin . . . 927

Fig. 13. *Leperditia (Briartina) librata* n. sp. (Holotyp). Doppelklappiges Stück, 5×. Lindener Mark bei Gießen. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 929

Fig. 14. *Leperditia (Briartina) quenstedti* (GÜMBEL). Neotyp. Linke Klappe, 5×. Sötenich, Steinbruch gegenüber Schpick. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 924

Fig. 15. Leperditienbank, vorwiegend mit *L. (Herrmannella) consobrina;* der Pfeil zeigt das Stück der Fig. 14. Steinbruch gegenüber Schpick oberhalb Sötenich. Natürl. Größe. Untere Stringocephalen-Stufe. Geol. Landesmus. Berlin 931


1
1a
2
4
3
5
6
7
8a
14
15
13
8
9
12
11
10
325/32


BIBLIOTHEK

Tafel 47

Fig. 1. Stricklava eines Diabasstromes des Unteren Oberdevons; Blick auf die Unterseite des Stromes. Grube Königszug bei Oberscheld, 300 m-Sohle, Ostfeld, Hauptlager, Abbau 4. — Etwa $^1/_{15}$ natürl. Größe. Verf. phot.

Fig. 2. Querschnitt durch ein Tuff- und Kalkbänkchen unmittelbar im Liegenden der in Fig. 1 dargestellten Fläche. Die obersten Lagen des Tuffbänkchens sind aufgebogen und in die Vertiefungen zwischen die Stränge des Diabases eingepreßt. — Etwas vergrößert. — Schwarz phot.



Fig. 1

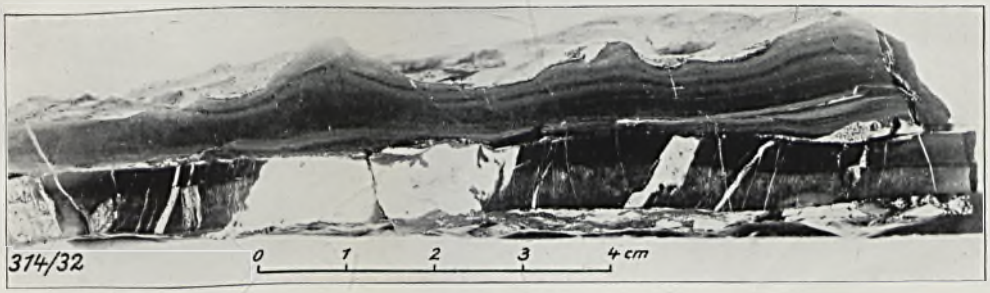


Fig. 2


BIBLIOTHEK

Tafel 48

Fig. 1. Wulstlava des Deckdiabases. Anschnitt des Bahnanschlusses des Schelder Eisenwerkes bei Niederscheld (Dillkreis). Die Längsachsen der Wülste liegen parallel und sind gegen SO geneigt. — Verf. phot.

Fig. 2. Wulstlava ebendaher. Größere Einzelwülste mit flacher Oberseite und Ausstülpungen nach unten. — Verf. phot.

Fig. 3. Wulstlava ebendaher. Netzwerk von Rissen an der Oberfläche der Wülste. — Verf. phot.

Fig. 4. Wulstlava des Deckdiabases. Östlicher Bergebruch der Grube Königszug bei Oberscheld. Aufgeschlagener Einzelwulst mit radialer Speichenstruktur. Die mit Kalkspat ausgefüllten Risse schließen sich, bevor sie die Mitte erreichen. — Verf. phot.

Fig. 5. Wulstlava im Unteren Oberdevon. Marbachtal bei Dillenburg. Aufgebrochener Wulst mit durch die Verwitterung ausgearbeiteter radialer und konzentrischer Zerklüftung durch Speichenstruktur bzw. konzentrische Anordnung der Blasenzüge. — Verf. phot.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15.08



1



2



3



4



5

315/32

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Herrn Präparator Neubauer sage ich allen Dank für ausgezeichnete Präparation der Bundenbacher Schlangensterne. Herr Museumsphotograph Spaney hat erneut seine Meisterschaft in der Herstellung schwieriger Photos bewiesen. Herrn Cand. geol. K. D. Jensen, Berlin, verdanke ich die Herstellung von 4 Tafeln.

Tafel 49

Fig. 1. *Ophioderma squamosa* E. PICARD. Unt. Muschelkalk Roitza (Blatt Beuthen), Oberschlesien. Dünnschliff. Ca. 10:1 nat. Gr.

Die einzelnen Elemente sind in der Figur bezeichnet. In der Mitte sieht man als helles Fünfeck den Wassergefäß-Ring, der auch in den vorliegenden Übersichtspräparaten des Verfassers gut zur Geltung kommt. Innerhalb des Wassergefäß-Ringes sind die paarigen Seitenmundschilder als schwarze, gleichschenklige Dreiecke gut abgehoben. Am oralen Ende der beiden Dreiecke erkennt man den Torus angularis als schwarzen Kreis, von der Größe eines Stecknadelknopfes. Die Schüppchen der Deckschicht und die Bursalspalten sind im oberen Teil der Figur sichtbar.

In den Armen treten die hellen rechteckigen Lücken der Zwischenwirbel-Muskeln wie gemeißelt hervor. Die helle Linie in der Mitte der Wirbel fasse ich als die Nahtlinie auf, die auch bei der rezenten *Ophiura sarsi* LÜTKEN (Fig. 2) gut sichtbar ist. Diese Linie spricht dafür, daß die Wirbel aus 2 gleichartigen Hälften zusammengewachsen sind. Die Wirbel bestehen bei rezenten Stücken in der Jugend aus 2 Hälften! Original in der pr. geolog. Landesanstalt Berlin.

Fig. 2. *Ophiura sarsi* LÜTKEN. Rezent. Nat. Gr.
Ist durch ein Leseglas zu betrachten[1]).

Übersichtspräparat (siehe auch die große Abbildung in der ausführlichen Arbeit). Nach einem von Prof. MORTENSEN-Kopenhagen freundlichst zur Verfügung gestellten Präparat. — Die Rückenscheibe ist abgehoben. Das schwarze Fünfeck in der Mitte zeigt den Verlauf des Wassergefäßringes an. Auf die zentrale Mundöffnung gerichtet, erkennt man die Mundschüppchen [Zähnchen], die paarigen Seitenmundschilder, die Mundschilder und die senkrecht gestellten, durchbohrten, flügelartigen Ambulacralstücke. Die Genital- oder Bursalspangen steigen etwas über der Bauchscheibe schräg empor und artikulieren mit den paarigen Radialplatten. Leseglas!

Fig. 3. *Ophioderma squamosa* E. PICARD. Unterer Muschelkalk. Roitza (Blatt Beuthen) Oberschlesien. Übersichtspräparat. Das Rückenschild ist abgehoben, das ausfüllende Gestein entfernt. Jedes einzelne Schalen-Element ist mit entsprechendem der vorhergehenden Figur zu vergleichen, unter Zuhilfenahme eines Leseglases[1]). Ca. 3:1 nat. Gr.

Nach der Mitte wird in jedem Interradial-Gebiet der kugelförmige Torus angularis sichtbar. Die paarigen Mundeckstücke sind auf das Engste miteinander verbunden, sie haben, wie die ihr als Basis dienenden Seitenmundstücke, die größte Ähnlichkeit mit den entsprechenden Gebilden bei der rezenten *Ophiura sarsi* LÜTKEN. Auch die Wirbelnaht entspricht in ihrer Lage und Ausbildung genau der Wirbelnaht von *Ophiura sarsi*. Der Wassergefäß-

[1]) Die in der Figurenbeschreibung besprochenen Organe sind im Präparat deutlicher sichtbar. Die Abb. 2 und 3 sind jedoch schwach und werden in der ausführlichen Arbeit besser wiederholt.

ring ist bei verschiedenen Übersichtspräparaten des Verfassers deutlich erkennbar.

Vergleicht man den Verlauf einer Bursal-(Genital-)Spange von *Ophiura squamosa* mit dem homologen Element von der lebenden *Ophiura sarsi* (Fig. 3), so wird ersichtlich, daß in beiden Fällen die Bursalspangen in gleicher Weise mit den paarigen Radialplatten artikulieren.

Zusammenfassend läßt sich sagen: *Ophioderma squamosa* aus dem unteren Muschelkalk ist gleichartig und genau so verwickelt gebaut wie die lebende *Ophiura sarsi*.

Fig. 4. *Urasterella (Roemeraster) asperula* B. STÜRTZ. Unter-Devon, Bundenbach, Hunsrück. Orig. Berlin pr. geol. Landesanstalt.

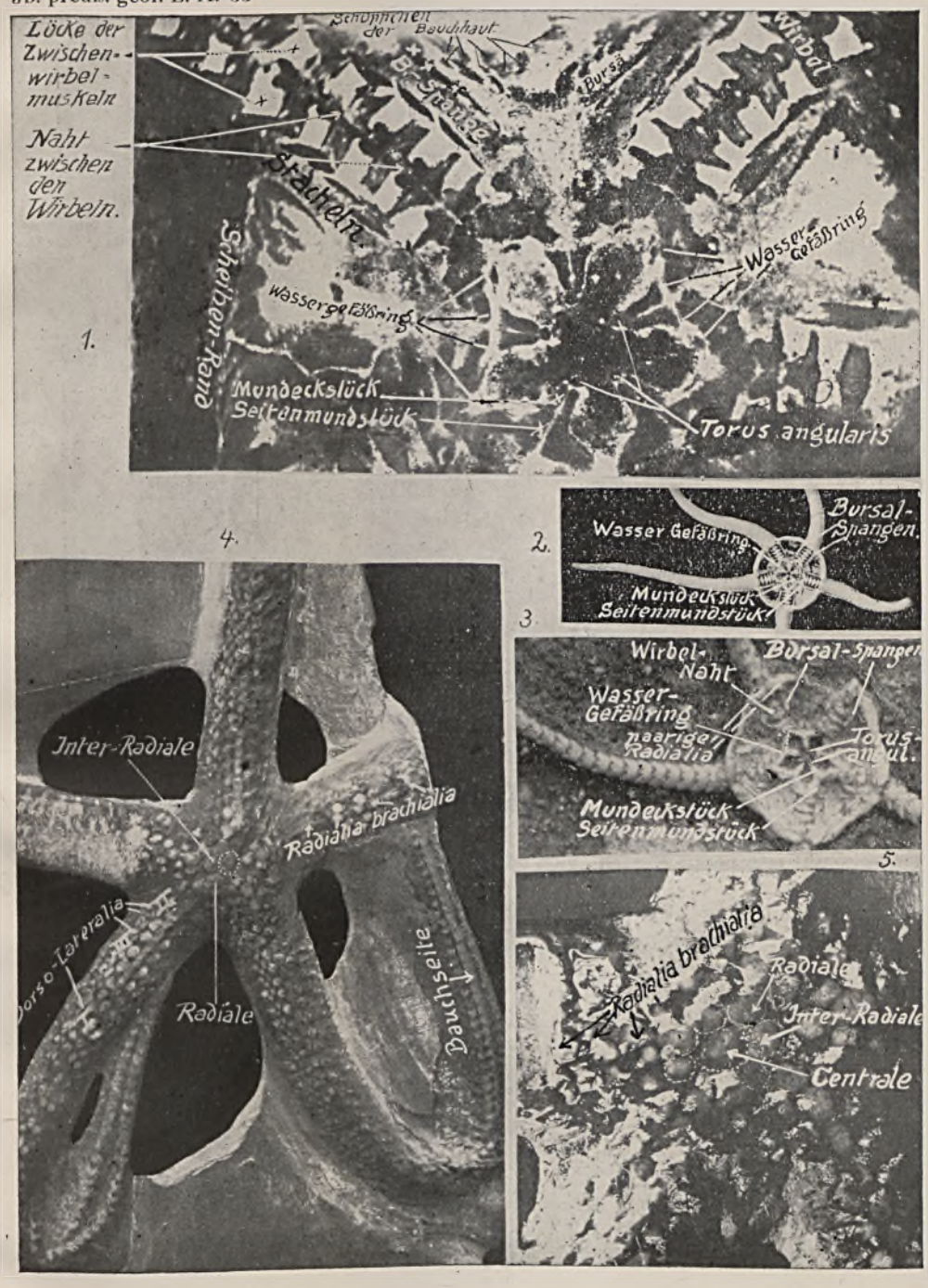
Von der Rückenseite gesehen. Die einzelnen Platten der Rückenscheibe sind in Fig. 5 vergrößert wiedergegeben. Vom Scheitelschild ausgehend, erkennt man deutlich

a) in der Längsachse der Arme die rechteckigen Radialia brachialia;
b) zu beiden Seiten dieser Plattenreihen die mehr oder weniger fünfeckigen Dorso-Lateralia der 1. Reihe;
c) hieran anschließend, an beiden Flanken, noch mindestens 3 Reihen kleinerer Platten.

Bursalspalten fehlen!

Fig. 5. Das ca. zweimal vergrößerte Rückenschild der in Fig. 4 abgebildeten *Urasterella (Roemeraster) asperula* B. STÜRTZ aus dem Unter-Devon von Bundenbach.

In der Mitte, als größtes Element, das Zentrale, in der Richtung der Arme die Radialia, dazwischen die Interradialia, die sich an Größe kaum von den Radialia unterscheiden. Das Bild nach der Tiefe zu ist verwickelter. (Siehe dies und den Dünnschliff durch das Scheitelschild in der ausführlichen Arbeit.)


Lücke der Zwischen-wirbel-muskeln
Naht zwischen den Wirbeln.
Schuppchen der Bauchhaut
Br. Spange
Bursa
Wirbel
Stacheln
Scheiben-Rand
Wassergefäßring
Wasser-Gefäßring
Mundeckstück
Seitenmundstück
Torus angularis
1.
2.
Wasser Gefäßring
Bursal-Spangen.
Mundeckstück
Seitenmundstück
3.
Wirbel-Naht
Bursal-Spangen
Wasser-Gefäßring
paarige Radialia
Torus-angul.
Mundeckstück
Seitenmundstück
4.
Inter-Radiale
Radialia brachialia
Dorso-Lateralia
Radiale
Bauchseite
5.
Radialia brachialia
Radiale
Inter-Radiale
Centrale

BIBLIOTHEK

Tafel 50

Fig. 1. *Furcaster palaeozoicus* B. STÜRTZ. Unter-Devon, Bundenbach (Hunsrück). Die Rückenseite ist dem Beschauer zugekehrt. In der Figur sind die Symmetrielinien und die gleichen Biegungswinkel der Arme besonders markiert. Orig., Berlin, pr. geolog. Landesanstalt. Ca. 1:1.

Fig. 2. *Ophioderma squamosa* E. PICARD. Unter. Muschelkalk (Conglomerat-Schichten), Roitza (Blatt Beuthen), Oberschlesien. Orig., Berlin, pr. geol. Landesanst. Die Bauchseite ist dem Beschauer zugekehrt. Sehr bemerkenswert ist die Biegung der caudalen Armenden nach außen. Ca. dreifache nat. Größe.

Fig. 3. *Ophiura libanotica* KÖNIG. Hakel im Libanon. Obere Kreide. Orig., Berlin, Geolog.-Palaeontol. Institut und Museum. Bauchseite dem Beschauer zugekehrt. Die eingetragene Mittellinie und die hervorgehobenen symmetrischen Winkel lassen die gleichartige Armhaltung leicht erkennen. Es ist ferner die einzige dem Verfasser bekannte Art, die die Biegung der einzelnen Armglieder [besonders am unpaaren Arm (I)] erkennen läßt.

Fig. 4. *Geocoma carinata* GOLDFUSS sp. Weißer Jura, Solenhofen. Orig. Berlin, geol. palaeontolog. Institut und Museum. Ca. 1:1. Armhaltung und Winkelverhältnisse stimmen fast völlig mit Fig. 3 überein. Die Arme erinnern sehr an die Arme von *Ophiotrix fragilis* MÜLLER & TROCHELT, die von mir als Fühlerarme bezeichnet werden (vgl. Fig. 5). Im Gegensatz zu *Ophiura libanotica* fehlt die wellenförmige Bewegung der einzelnen Armglieder.

Fig. 5. *Ophiotrix fragilis* MÜLLER & TROCHELT. Im Berliner Aquarium nach dem Leben gezeichnet. Ein Arm zeigt nach entgegengesetzter Richtung wie die anderen. Er dient zur Verankerung.

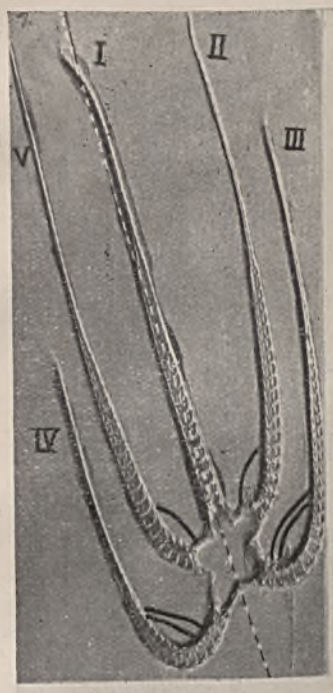
Fig. 6. *Ophiolepis (Ophiura) fürstenbergii.* JOSEF MÜLLER 1843. Obere Kreide, Grünsand, Vaals bei Aachen. Die Bauchseite ist dem Beschauer zugekehrt. Orig. Berlin, pr. geolog. Landesanstalt. Die Einrollung der Arme weicht etwas von ihrer Symmetrieebene ab. Ca. 3:1.

Fig. 7. Dieselbe Art von der gleichen Fundstelle. Der Schatten des einen Armes zeigt die leichte Asymmetrie der Einrollung. Ca. 3:1.

Fig. 8. *Urasterella (Aspidosoma) roemeri.* Unterdevon, Bundenbach (Hunsrück). Im Besitz des Verfassers. Die Bauchseite ist dem Beschauer zugekehrt. Glänzend erhaltenes Stück. Zwei Interambulacralfelder wurden auch von der Rückseite präpariert, ein Glasfenster eingesetzt, so daß die Haut des Seeigels durchscheinend wurde.

Im Zentrum erkennt man den breiten Mund, der sehr wahrscheinlich nach dem Tode des Tieres durch Zusammensinken und den Druck der überlagernden Schichten verbreitert wurde. Die Scheibe umhüllt etwa ein Drittel der Arme. Am Rande beobachtet man durchschnittlich 3 Reihen höckerartige, relativ kräftige Platten nebst randlichem Saum. Einzelne dieser Tafeln tragen winzige Stacheln. Zwischen den Armen liegen in der lederartigen Haut in großer Zahl verteilt, mehr oder weniger ovale, z. T. auch eckige Platten. Zwischen diesen sind sehr wahrscheinlich winzige Plättchen eingestreut. Unter zwanzigfacher Vergrößerung erkennt man bisweilen, von den größeren Platten ausstrahlend, sehr kleine und zarte Stacheln. Im Anschliff hat der Beschauer den Eindruck, als setzten sich diese Platten aus kaum erkennbaren feinsten Schüppchen zusammen. Dies können aber Kristallisations-Erscheinungen sein. Jedenfalls sieht man bei durchscheinendem Licht, durch das ins Präparat eingesetzte Glasfenster in den größeren Platten dunklere Kerne liegen, die mit großer Wahrscheinlichkeit als kleine Schalenelemente anzusprechen sind. Ein Septum in den Zwischenfeldern der Arme, wie es Verfasser bei *Encrinaster (Aspidosoma) tischbeinianum* FERD. ROEMER fand, war nicht festzustellen.

Druckfehler i. d. Abb. 8: Sockei = Sockel.


I
II
III
IV
V

5.


I
II
III
IV
V

4.


3.
II
I
III
V
IV

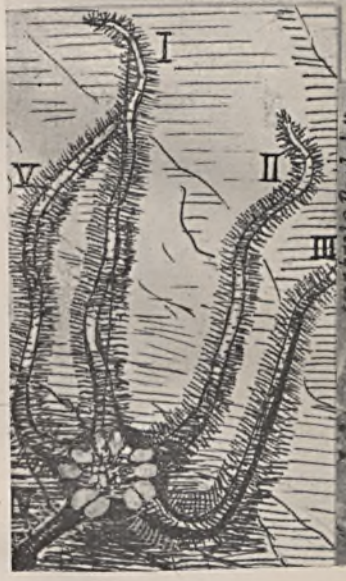
6.

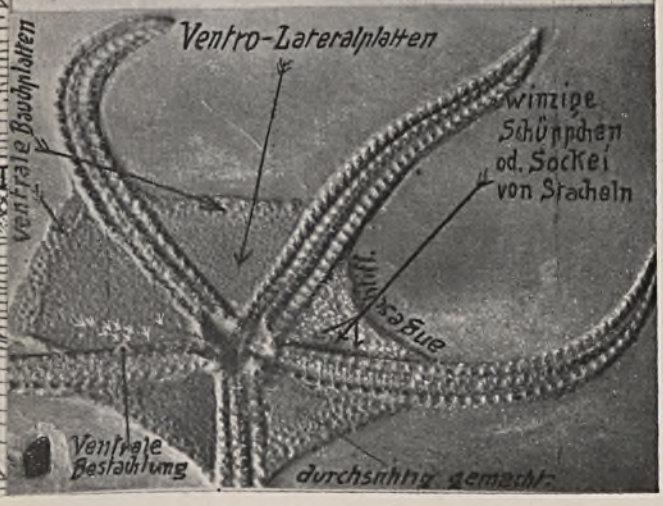

Schatten


I
II
V
III
IV

8.


7.
Schatten.


I
V
II
III


Ventro-Lateralplatten
winzige Schüppchen od. Sockel von Stacheln
Ventrale Bauchplatten
Ventrale Bestachelung

BIBLIOTHEK
RIJKSUNIVERSITEIT UTRECHT

Tafel 51

Fig. 1. *Ophioderma squamosa* E. PICARD. Unter. Muschelkalk. Roitza (Blatt Beuthen) Oberschlesien. Vorbemerkung: Die Photographie gibt die natürliche Lage der Platte im Steinbruch wieder. Der inaktivierte Arm sei mit I bezeichnet. Bei den Stücken, die die Rückenseite dem Beschauer zeigen, werden die Arme im Sinne des Uhrzeigers gezählt. Ist die Bauchseite dem Beschauer zugewandt, wird gegen den Uhrzeiger gezählt. Verfasser legt besonderen Wert auf die eingetragenen Symmetrie-Linien und die gleichen Biegungswinkel. Orig. Berlin, pr. geolog. Landesanstalt.

Fig. 2. *Ophioderma squamosa* E. PICARD. Unter. Muschelkalk (Conglomerat-Schichten) Roitza (Blatt Beuthen) Oberschlesien. Natürliche Lage der Platte im Steinbruch. Größte Länge der Platte 21 cm, durchschnittliche Breite 12 cm. Auf dem ganzen Handstück kehren 11 Schlangensterne die Bauchseite dem Beschauer zu und nur 3 die Rückenseite. 2 Exemplare liegen z. T. übereinander. Im Ganzen beobachtet man ein wirres Durcheinander, sehr häufig liegen Arme übereinander und über anderen Schlangensternen. Es handelt sich dabei offenbar um Schlangensterne, die abgestorben, angeschwemmt sind.

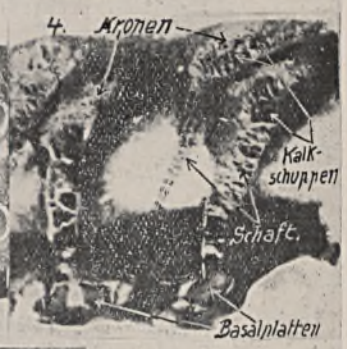
Fig. 3. *Cheiropteraster giganteus* B. STÜRTZ und (darunt. liegend) *Loriolaster mirabilis* B. STÜRTZ. Unter-Devon, Bundenbach (Hunsrück). Aufnahme von Dr. v. KOENIGSWALD. Origin. konnte ich nicht ermitteln. Da die natürliche Lage der Platte im Steinbruch nicht bekannt ist, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, welches von beiden Tieren sich über das andere gelegt hat. Die krampfhafte Armhaltung von *Loriolaster* macht es wahrscheinlich, daß sich die *Eoluidia* über ihn legte. Zwei Arme von *Loriolaster* erscheinen krampfhaft gestreckt, während der in der Mitte, zwischen beiden liegende Arm, in seiner caudalen Hälfte schlangenähnlich gewunden ist. Die *Eoluidia* zeigt anscheinend die Bauchseite dem Beschauer.

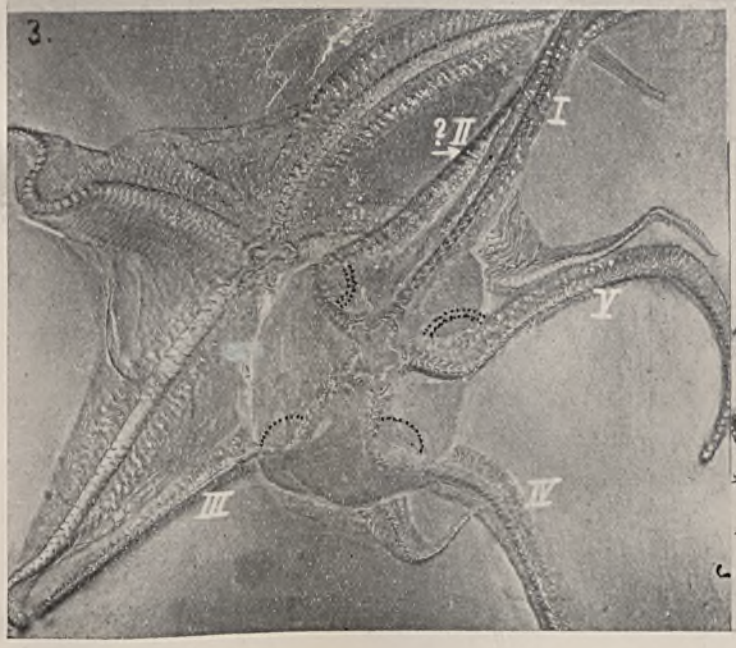
Fig. 4. *Jaekelaster petaliformis* B. STÜRTZ. Unter-Devon, Bundenbach (Hunsrück). Senkrechter Schnitt durch 4 Paxillen (Putzzangen). Die einzelnen Elemente der Paxillen setzen sich aus Kalkplatten und -plättchen zusammen. Ca. 5:1.

Fig. 5. *Furcaster palaeozoicus* F. ROEMER. Unter-Devon, Bundenbach (Hunsrück). Ca. 10:1. Horizontaler Dünnschliff. Die Kalkschüppchen sind recht gleichartig und klein.


Radioc.
1
2
3
4
5
6


2.


4. Kronen
Kalk-
schuppen
Schaft.
Basalplatten


3.
?II
I
V
III
IV


Kalkschüppchen 5
Inkrustierte Haut

NATUURFORSCHENDE GENOOTSCHAP
BIBLIOTHEEK

Tafel 52

Fig. 1. *Hippurites (Vaccinites) galloprovincialis* MATHERON. Obere Kreide (Santon). Siphonalseite des Deckels. Le Beausset (Dép. Var.).

Die vom Wirbel ausstrahlenden Kanäle gabeln sich etwa dreimal zwischen Wirbel und Rand. Die Maschen des Siebes sind recht gleichartig ausgebildet, mit Reusen versehen. Ihre Zahl dürfte bei mittelgroßen Deckeln 1000 überschreiten. Hochreusen wurden nicht beobachtet. Am Rande z. T. deutliche Trichter, besonders da, wo das Gefälle (Winkel zwischen Kommissur und Radiärkanälen) stark ist.

Die Hauptmasse der randlichen Trichter ist so gestellt, daß die Innenseite der Perlmutterschicht — also zu Lebzeiten des Tieres der Mantel — berieselt wurde. Die Kiemenröhre (E), nicht Pfeiler, wie allgemein angegeben wird, ist von großen, ausgezeichneten rundlichen Kanälen umgeben. Ferner erkennt man im oberen Teil der Siphonalröhre ein feines senkrecht gestelltes Sieb. Die Analröhre (S) ist ebenfalls von relativ großen rundlichen Kanälen umgeben. (Siehe hierzu die Ausführungen in KLINGHARDT: „Biologie der Rudisten nebst Beobachtungen an anderen Muscheln", Berlin, 1931, Selbstverlag, Invalidenstr. 43, S. 26—28.)

Fig. 2. Dasselbe Stück. Vergrößerter Ausschnitt von einem Stück des äußeren Deckelrandes. An diesem — direkt dem obersten Teile der Unterschale auflagernd — findet man eine erstaunliche Fülle winziger Trichter, etwa von der Größe eines feinen Stecknadelknopfes. Unmittelbar folgen Trichter, die meist wesentlich größer sind.

Fig. 3. Dasselbe Stück. Die Kiemenröhre (E) und die Analröhre (S) des Deckels. Die ovale Kiemenröhre ist teilweise — ursprünglich wahrscheinlich vollkommen — von einem sehr feinmaschigen, senkrecht gestellten Sieb umgeben. Anatomisch ist es jedenfalls gleichwertig dem Maschenwerk, das den ganzen Deckel überzieht. Siebreste sind noch am Rande der Analröhre (S) zu finden. Hinter dem Sieb befinden sich einige wenige, sehr große „ausgezeichnete Kanäle".

Fig. 4. *Die Ohrenqualle (Aurelia aurita Lamarck).* Sehr häufig in Ost- und Nordsee. Von der Bauchseite. Das Innere des Mundes und die Genitaltaschen werden besonders leicht vom Sand und Schlick ausgefüllt.

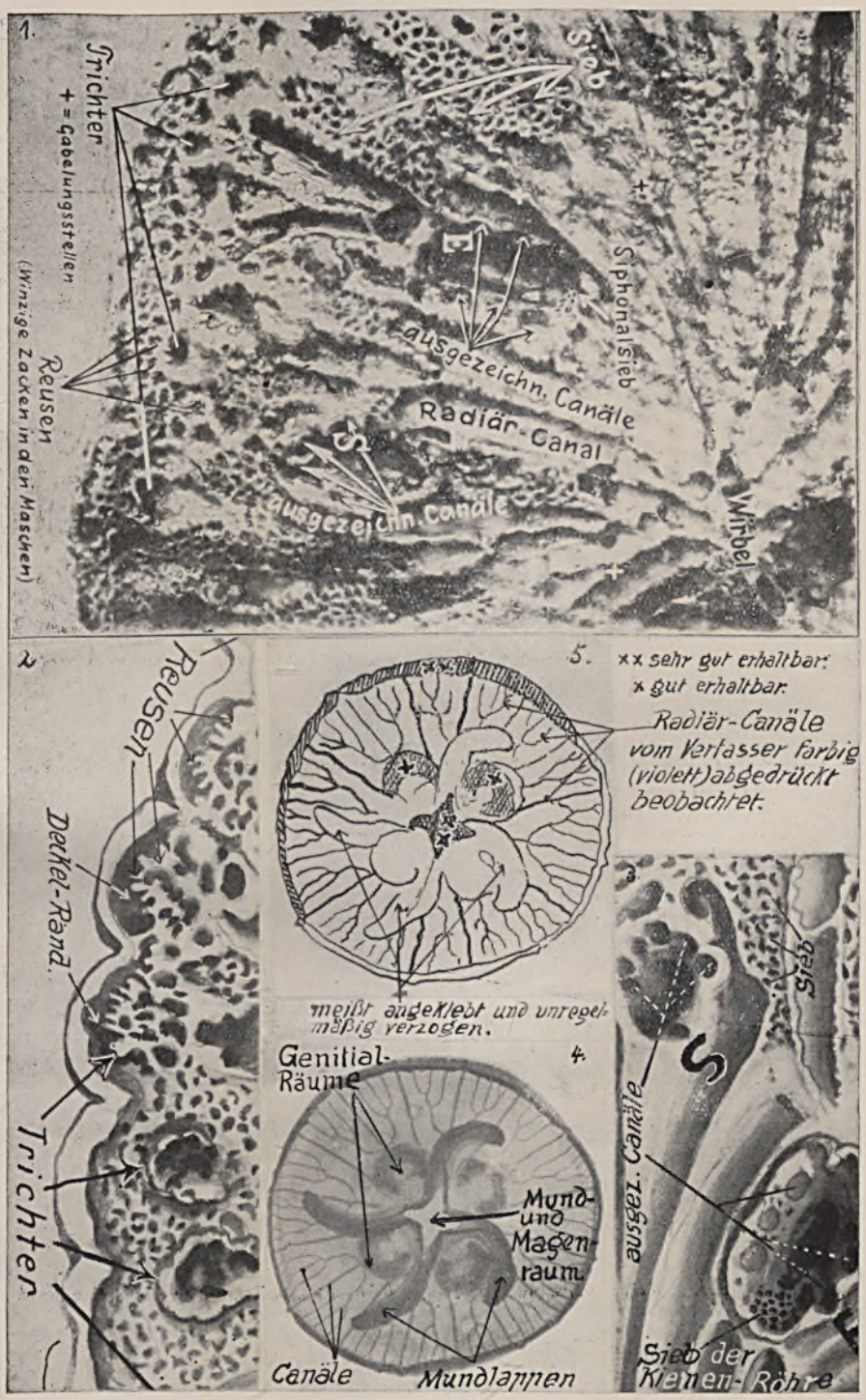
In den sternförmigen Raum in der Mitte dringt vor allem Schlick ein und solche Ausgüsse sind bisweilen allein fossil erhalten (z. B. im Cambrium von Lugnaës, Südschweden). Die Mundlappen fand Verfasser wiederholt auf dem Untergrund angeklebt und unregelmäßig zusammengezogen. Die Radiär-Kanäle sah ich violett auf feinkörnigem Sand konserviert. Bei anderen Arten wurden vom Verfasser randliche Anhänge beobachtet, die mit der feinkörnigen Sandunterlage verklebt waren. Violett ist die natürliche Farbe dieser Quallen.

Fig. 5. Dieselbe Art. Die Teile der Qualle, die sich besonders leicht abdrücken, sind schraffiert.

Ein + bedeutet: Wird leicht mit Sediment ausgefüllt.

Zwei ++ bedeuten: Sehr leicht mit Sediment auszufüllen, beziehungsweise abdrückbar.

Die Hauptkanäle und die übrigen sich gabelnden Kanäle sind vereinzelt bei fossilen Quallen nachgewiesen worden, die Beobachtungen des Verfassers sprechen dafür, daß sie viel häufiger als bisher bekannt, aufzufinden sind.


1.
Trichter
+ = Gabelungsstellen
Reusen
(Winzige Zacken in den Maschen)
Sieb
Siphonalsieb
ausgezeichn. Canäle
Radiär-Canal
ausgezeichn. Canäle
Wirbel
2
Reusen
Deckel-Rand
Trichter
5.
xx sehr gut erhaltbar:
x gut erhaltbar.
Radiär-Canäle vom Verfasser farbig (violett) abgedrückt beobachtet.
meist angeklebt und unregelmäßig verzogen.
4.
Genital-Räume
Mund- und Magenraum
Canäle
Mundlappen
3
Sieb
ausgez. Canäle
Sieb der kleinen Röhre

BIBLIOTHEEK

Tafel 53

Fig. 1. *Urasterella (Roemeraster) asperula* B. STÜRTZ. Unter-Devon, Bundenbach (Hunsrück). Horizontaler Dünnschliff durch das Scheitelschild. Ca. 10:1.
Deutungsversuch der einzelnen Platten. Zur Orientierung dient vor allem die Madreporenplatte, deren Poren mit Schwefelkies ausgefüllt sind und die sich scharf von der Umgebung abhebt. Die Plattenbezeichnungen sind in die Figur eingetragen.

Fig. 2. *Furcaster palaeozoicus* B. STÜRTZ. Unter-Devon, Bundenbach (Hunsrück).
Die eingetragene Symmetrielinie und die angegebenen gleichen Biegungs- und Winkelverhältnisse ermöglichen ein schnelles Zurechtfinden (Text!) Ca. 1:1.


Arm I
Radiale
Inter-Radiel.
Madrep
Rad. discinal. 1
Rad. discinal. 2
Rad. discinal. 3
Arm V
Centr.
Arm II
Arm IV
Inter-Radiel
Rad. brachial. 1
Arm III
Marginalia
Geol. L-A. 434/32

Fig. 1

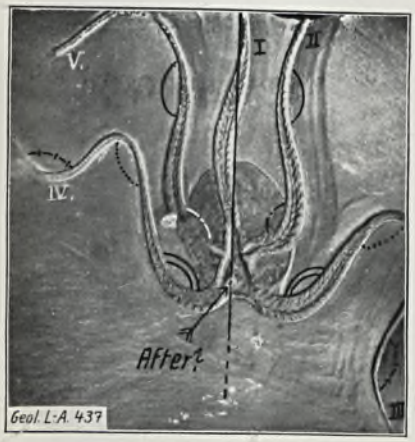

V.
I
II
IV.
After?
Geol. L-A. 437

Fig. 2

BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

15
730

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

E 6.12.1934.

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej