Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

59

1938

Do
1588

66 Taf.

D.o 1588, N, 40

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr 1938

Band 59

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

A. Wissenschaftlicher Teil

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

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

B E R L I N

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1939

7

NATURFORSCHENDE GESELL. BIBLIOTHEK DANZIG

1942.56

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Inhalt

A. Wissenschaftlicher Teil

I. Aufsätze

Seite

Fabian, Hans-Joachim: Das Nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil (5 Abb.) . . . . . 6— 41

Fischer, Georg: Der Bayrische und Böhmer Wald. Die Entwicklung seiner Landschaft im Laufe der geologischen Geschichte . . . . . 55— 82

Fischer, Georg: Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles (Taf. 10—13 u. 27 Abb.) . . . 289—352

Gallwitz, Hans u. Gothan, Walter: Tier- und Pflanzenversteinerungen aus dem Oberdevon von Blosenberg im Vogtland (Taf. 49 u. 1 Abb.) . . . 755—768

Geisler, Richard: Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalks in der Umgebung von Würzburg mit besonderer Berücksichtigung der Ceratiten (Taf. 4—8 u. 16 Abb.) . . . . . 197—248

Hartung, Wolfgang u. Gothan, Walter: Über eine als *Callipteridium gothani* Krestew beschriebene Blattform aus der Oberen Kreide Bulgariens (Taf. 24 u. 3 Abb.) . . . . . 513—525

Heck, Herbert-Lothar: Die prädiluviale Grundfläche in Schleswig-Holstein. 1. Mitteilung (4 Abb.) . . . . . 83— 99

Hellmers, Johann Heinrich u. Udluft, Hans: Mineralogische Untersuchungen zur Silikosefrage (Nachweis der Auflösung von Quarz im menschlichen Körper) (Taf. 43—48 u. 1 Abb.) . . . . . 727—754

Hesemann, Julius: Geschiebeuntersuchungen zwischen Pommerschen und Warthe-Stadium in der mittleren Mark Brandenburg (1 Abb.) . . . . 45— 54

Kirchner, Heinrich: Riesenhirsch-Geweihe aus dem Diluvium Norddeutschlands und ihre Bedeutung für das Verständnis der Geweihgestaltung (Taf. 1 u. 2 u. 6 Abb.) . . . . . 100—131

Krause Paul Gustav: Die Tiefbohrung Tilsit-Waldhof nebst Bemerkungen zur staatlichen Bohrung Labiau und zu einigen anderen ostpreußischen Bohrungen (Taf. 15) . . . . . 370—422

Inhalt

Seite

Mempel, Gerhard: Die hydrologischen Verhältnisse von Nordwest-Thüringen (Taf. 30—38 u. 1 Abb.) . . . . . 587—646

Olbrich, Robert: Kohlenpetrographische Untersuchungen über die Abhängigkeit der Urteerausbeute vom Protobitumengehalt (Sporen und Algen) der Steinkohle. Dargestellt an Sapropelkohlen (Taf. 25—29 u. 1 Abb.) 526—557

Paul, Henry: Polygene Kalkbrekzien im Kulmplattenkalk des Sauerlandes . 1—5

Paul, Henry: Revision einiger Muscheln des Wocklumer und Dasberg-Kalkes (Oberdevon) (2 Abb.) . . . . . 42— 44

Paul, Henry: Die Etroeungt-Schichten des Bergischen Landes (Taf. 39—42 u. 4 Abb.) . . . . . 647—726

Pfeffer, Paul: Verwitterungsstudien an Bodenprofilen auf alten Landoberflächen im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges . . . . . 176—196

von Prosch, Erich: Die Geologie des Gebietes von Kirchenpingarten — Kemnath (Taf. 3 u. 3 Abb.) . . . . . 132—175

Quitzow, Hans Wilhelm: Der geologische Bau des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges und der anschließenden Teile des Sudetenvorlandes (4 Abb.) 558—586

Schindewolf, Otto H.: Zur Kenntnis von *Pericleites* Renz und verwandter paläozoischer Ammoneen (17 Abb.) . . . . . 423—455

Schindewolf, Otto H.: Bemerkungen zur Stratigraphie des oberfränkisch-ostthüringischen Unterkarbons (Taf. 16 u. 17 u. 8 Abb.) . . . . . 456—475

Schwarzbach, Martin: Die Oberlausitzer Protolenusfauna. Weitere Funde aus dem schlesischen Kambrium und ihre allgemeine Bedeutung (Taf. 50 u. 51 u. 8 Abb.) . . . . . 769—785

Selle, Willi: Ergänzung zur nacheiszeitlichen Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide. Pollenanalyse eines kleinen Moores bei Grussendorf (Taf. 9) . . . . . 272—288

Weißermel, Waldemar: Die Korallen des thüringischen Devons. 1. Korallen aus Oberdevon im westlichen Schiefergebirge Thüringens (Taf. 14 u. 1 Abb.) . . . . . 353—369

Wick, Werner: Versuch einer biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Tertiärs auf Grund von Foraminiferen (Taf. 18—23) . . . . . 476—512

Woldstedt, Paul: Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern (57 Abb.) . . . . . 249—271

Inhalt

II. Sitzungsberichte

Seite

Benade, W.: Der jetzige Stand der balneologischen Moor- und Schlammforschung . . . . . 793—794

Closs, H.: Über die Ergebnisse gravimetrischer Arbeiten im Gebiet zwischen Gifhorn und Lüneburg . . . . . 811—813

Dantz, H.: Die Hilt'sche Regel im Waldenburger Gebiet 807

Fulda, E.: Urlaugen im Zechstein 789

von Gaertner, H. R.: Die Hohen Tauern als geologisches Problem 805

Heck, H.-L. u. Grahle, H.-O.: Die neuartige geologische Übersichtskartierung von Schleswig-Holstein . . . . . 791—792

Niedermayer, Josef: Die Mineralquellen und Bleierzgänge bei Niederselters i. Taunus und ihr Zusammenhang mit dem Gebirgsbau . . . . . 797—798

Riedel, L.: Zur Stratigraphie des Mukronatensenons in Nordwestdeutschland . . . . . 801—802

Schindewolf, O. H.: Paläontologie und Abstammungslehre 799

Seifert, A.: Die Paläogeographischen Verhältnisse zur Turonzeit in Ostsachsen 795

Woldstedt, Paul: Zur Fertigstellung der geologischen Übersichtskarte von Ostpreußen im Maßstabe 1 : 300 000 803

von Zwerger, R.: Geologie und Schwerestörungen zwischen Aller und Steinhuder Meer-Linie . . . . . 809—810

III. Register

a) Sachregister . . . . . 817—836
b) Ortsregister . . . . . 837—850
c) Fossilregister . . . . . 851—864

A. Wissenschaftlicher Teil

I. Aufsätze

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Polygene Kalkbrekzien im Kulmplattenkalk des Sauerlandes

Von Henry Paul, Essen

In seiner Arbeit über „Die Kulmfauna von Hagen i. W. usw." hat Nebe an verschiedenen Stellen auf das Vorkommen „konglomeratischer Lagen" im Plattenkalk des Kulmbandes zwischen Letmathe und dem Oesetal bei Hemer hingewiesen. Nebe beobachtete solche „Konglomerate" an folgenden Punkten:

1. Steinbruch am Hasselbachtal bei Schälk (Horizont Go γ 2);
2. großer Steinbruch nordöstlich der Humpfert bei Letmathe (Go α);
3. Steinbruch von Gerlingsen bei Iserlohn (Go α);
4. Steinbruch bei Oese nördlich Hemer (Go α).

Bei der Bearbeitung des Kohlenkalkes am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges hatte ich mehrfach Gelegenheit, mich mit der Natur und Entstehung von Kalkbrekzien auseinanderzusetzen (Paul 1937, 1938). Insbesondere gelangte ich zu dem Ergebnis, daß im Rheinland in gleicher Weise wie in Belgien zwischen monogenen und polygenen Brekzien zu unterscheiden ist. Die monogenen besitzen Einschlüsse von gleichbleibender petrographischer Beschaffenheit, während die polygenen Kalkbrekzien Einschlüsse von häufig sehr bunter Zusammensetzung aufweisen. Farbe, Grad der Rekristallisation, Art der biogenen Entstehung usw. bieten in dieser Hinsicht eine Fülle von Variationsmöglichkeiten, so daß man manchmal schon an einem einzigen Handstück Einschlüsse verschiedener Kalktypen wahrnimmt.

Diese polygenen Brekzien wurden in Belgien, Nordfrankreich, am Niederrhein (und in England ?) bisher nur in einem konstanten Niveau, nämlich der unteren *Dibunophyllum*-Zone (D_1) angetroffen. Ihr Vorkommen in einem wenn auch nicht erheblich höheren Horizont des Sauerlandes ist daher immerhin bemerkenswert.

Als westlichster Punkt[1]) wird von Nebe der verlassene große Steinbruch nordöstlich der Humpfert bei Letmathe angegeben. Die Brekzien führenden Schichten liegen im Verbindungsschlitz der beiden Steinbruchsteile. Im südlichen Bruch wurde der Kieselkalkhorizont abgebaut, im nördlichen der

1) Es sei erwähnt, daß ich lediglich die von Nebe angegebenen Aufschlüsse besucht habe. Das Auftreten von Brekzien an anderen Punkten ist möglich. Immerhin hat Ruprecht, den ich danach fragte, bei seiner Bearbeitung der Plattenkalke keine Brekzien beobachten können. Allerdings beschränkten sich dessen Untersuchungen auf die Zone Go γ. Namentlich wird für das Gebiet östlich des Oesetales, das von Nebe nur kursorisch oder gar nicht behandelt wurde, das Vorhandensein weiterer Brekzienfundpunkte vermutet. (Fortsetzung auf der folgenden Seite)

Plattenkalk. Der Verbindungsschlitz befindet sich an der Grenze beider Horizonte. Die Brekzien treten in zwei dünnen Bänken auf, die durch einen 15 cm mächtigen schwarzen, bituminösen Kalkschiefer getrennt sind. Schiefer und brekziöse Kalke sind ziemlich reich an Versteinerungen, namentlich an *Goniatites crenistria*. Die Kalke sind tiefschwarz, unrein, kristallin. Gegen sie heben sich die dichten bis feinkörnigen, fleischgrauen Einschlüsse scharf ab. Ein Einschluß bildet eine gegenüber der Gesamtmächtigkeit der brekziösen Kalkbank vergleichsweise dicke, langgestreckte Linse. Im Anschnitt sind die Einschlüsse scharf begrenzt; isoliert erscheinen sie dagegen unregelmäßig knollig. Äußerst bemerkenswert ist der rätselhafte Umstand, daß das Innere der Goniatitengehäuse nicht von der Kalkvarietät der Grundmasse entsprechendem Sediment ausgefüllt ist, sondern daß dieses mit den Einschlüssen übereinstimmt. Nimmt man für das Gestein sedimentäre Brekziennatur an, so würde man auch für die Goniatiten mit einer sekundären Lagerstätte zu rechnen haben. Es fragt sich aber, ob die Brekzien von der Humpfert nicht schließlich konkretionär sind. Die Einschlüsse bestehen sämtlich aus dem gleichen fleischgrauen Kalk, der nur gelegentlich einmal eine etwas abweichende Beschaffenheit besitzt, besonders stärker rekristallisiert sein kann. Es handelt sich bei diesen Brekzien also offenbar um monogene. Es sei bemerkt, daß sich in dem unterliegenden Kieselkalk Lagen befinden, die vermöge ihrer petrographischen Beschaffenheit durchaus das Material zu den Einschlüssen abgegeben haben könnten.

Unweit nördlich von hier, nahe der Quelle des Hasselbaches bei Schälk, liegen zwei kleine Steinbrüche in den obersten Schichten der Plattenkalke. Der nördliche wird von der Subzone Goγ2 eingenommen (Ruprecht 1936, S. 254—255). Hier tritt in der Mitte des Bruches an der Westwand eine

---

(Fortsetzung der Note von der vorhergehenden Seite)

Zusätze während des Druckes.

Gelegentlich der Durchsicht der Unterkarbonsammlung des geologischen Institutes der Universität Marburg fand ich dort eine $9 \times 4 \times 2$ cm große Gesteinsprobe, die Nebe im Kulmplattenkalk an der Talstraße beim Bahnhof Hagen Oberhagen (Bl. Hagen i. W.) geschlagen hat. Die Grundmasse ist ein mittelkörniger sapropelitischer Kalk mit Crinoidenstielgliedern. Die Einschlüsse sind besonders zahlreich und bis zu 3 cm groß. Folgende Kalkvarietäten sind vertreten:

1. hellgrauer grobkörniger Kalk, nur kleine Einschlüsse bildend,
2. mittelkörniger grauer Kalk,
3. feinkörniger hellgrauer Kalk,
4. dichter dunkelgrauer Kalk.

Herrn Professor Wedekind bin ich für die freundliche Zugänglichmachung des Stückes zu Dank verpflichtet.

Sodann wurde ich auf ein $10 \times 10 \times 4$ cm messendes Gesteinsstück aufmerksam, das sich im geologischen Landesmuseum Berlin befindet und welches Henke im Horizont der vorwiegenden Kieselkalke an der Garküche bei Mecklinghausen (Bl. Attendorn) schlug. Die Grundmasse besteht aus grobkristallinem, hell- bis dunkelgrauem Kalk mit vielen großen Crinoidenstielgliedern. Die bis zu 7 cm großen Einschlüsse bestehen aus:

1. hellgrauem feinkörnigem Kalk,
2. tiefschwarzem Kieselschiefer.

Bank graublauen, grobkristallinen Kalkes mit vielen kleinen Crinoidenstielgliedern auf. An der Basis der Bank liegt ein ziemlich großer (10 × 3 cm, also langgestreckter) Einschluß, der zunächst in der Schichtrichtung orientiert ist, dann aber, einen stumpfen Winkel bildend, aufwärts strebt und diese schneidet. Die untere Begrenzung des Einschlusses ruft den Eindruck einer normalen Schichtfläche hervor. Petrographisch besteht der Einschluß aus homogenem, hellgrauem, feinkristallinem Kalk. Im Schrägbruch erscheint er polygonal. Da es mir nicht gelang, weitere Einschlüsse aufzufinden, konnte ich nicht sicher stellen, ob es sich hier um monogene oder um polygene Brekzien handelt. Diese Frage ist sehr wichtig, da der Steinbruch die bisher einzige Lokalität ist, an der Brekzien in Plattenkalken der Zone Go γ auftreten.

Als nächster Aufschluß wird von Nebe (1911, S. 429) der Steinbruch von Gerlingsen nördlich Iserlohn angegeben. Nach dem Vorkommen von *Goniatites crenistria* sind diese Kalke als Go α bestimmt. Ein loser Block, den ich dort fand, besteht aus parallel gestreiftem, körnigem, dunkelgrauem Kalk mit Einschlüssen folgender Kalkvarietäten:

1. fleischgrauer, dichter, splitterig brechender Kalk,
2. feinkörniger fleischgrauer Kalk,
3. dichter grauer Kalk,
4. unreiner ockergelber Kalk.

Die Brekzie ist also polygen. Die Einschlüsse messen teils in der Länge das Doppelte ihrer Breite, teils sind sie unregelmäßig kugelig bis quadratisch.

Der Gefallenengedenkstein in Gerlingsen wurde mit feinbrekziösen Kulmplattenkalken erbaut. Ein Baustein enthält einen besonders großen Einschluß (18 × 10 cm) von rechts kantigem, links elliptisch gerundetem Umriß. Der Einschluß von dichtem, weißlichem Kalk liegt parallel zur Schichtung in einer Grundmasse von grauem, körnigem Kalk. In der Mitte wird er von einem dünnen Bändchen körnigen Kalkes durchzogen. Besonders bemerkenswert ist eine Zone von Stylolithen, die sich nahe der unteren Grenze des Einschlusses befindet. Da, wo die Stylolithen die Grundmasse erreichen, brechen sie plötzlich ab. Diese Erscheinung läßt keinen Zweifel an der tatsächlich brekziösen Natur des Gesteins und ist insbesondere ein Beweis für den hohen Grad von Verfestigung, den das Gestein vor seiner Zerstückelung und sekundären Sedimentation bereits erlangt hatte.

Der letzte Aufschluß ist nach Nebe (1911, S. 430) der große Steinbruch bei Oese auf dem linken Ufer des Oesetales, der einen prachtvollen Einblick in den Aufbau der Plattenkalke gestattet. Die Kalke sind überwiegend tiefschwarze Sapropelkalke mit vielen dünnen Lagen von Schwefelkies. In ihnen finden sich zahlreiche kleine Linsen helleren Kalkes. Die Schichtflächen sind im großen nicht eben, sondern mit vielen zum Teil ausgedehnten, seichten, zentrischen Vertiefungen versehen. Dr. Kahrs teilte mir freundlichst mit, daß er in den Kalken ausgesprochene Kreuzschichtung beobachtet habe, die an diese Vertiefungen der Schichtflächen gebunden sei.

Nebe (1911) gibt an, daß sich eine „dunkle, konglomeratische Kalkbank" im unteren (wohl liegenden) Teil des Steinbruches befindet, in der er u. a. *Goniatites crenistria* fand. Ich sah diese Bank anstehend nicht, wohl aber am Eingang des Bruches einen großen Block brekziösen Kalkes. Es ist an-

zunehmen, daß dieser Block aus der von Nebe festgestellten Brekzienbank stammt.

Die Grundmasse besteht aus kristallinem, schwarzem Kalk mit vielen Crinoidenstielgliedern und auch anderen Fossilien. Die Einschlüsse sind von verschiedener, teils ansehnlicher Größe, bis 7 cm. Sie sind von unregelmäßig-polygonalem Umriß. Länge : Breite verhalten sich annähernd wie 1:1. Folgende Kalktypen wurden von mir beobachtet:

1. hellgrauer, dichter bis feinkörniger Kalk;
2. dunkelgrauer, grobkristalliner Kalk;
3. homogener schwarzer feinkörniger Kalk.

Am häufigsten sind die Varietäten 1 und 2.

Die Grenzflächen der Einschlüsse sind bei den belgischen Brekzien geradlinig, besonders bei den monogenen. Kaisin leitet daraus einen vor der Aufbereitung eingesetzten Zerfall nach zur Schichtung mehr oder weniger senkrechten Klüften ab, die die Zerstückelung der aufgearbeiteten Sedimente begünstigt haben sollen. Diese Erklärung erscheint auch mir einleuchtend. Die Erscheinung trifft man übrigens auch bei nordfranzösischen Brekzien und denen vom linken Niederrhein an. Die rechtsrheinischen Brekzien haben dagegen durchweg Einschlüsse von sehr unregelmäßiger Begrenzung. Dieser abweichende Habitus der Einschlüsse ist auf ihr verschiedenes mechanisches Verhalten zurückführbar. Während die Einschlüsse der westlichen Brekzien meist aus splittrig brechendem, sehr hartem, porzellanartigem Kalk von sehr kleinem Korn aufgebaut sind, liefern das Material der rechtsrheinischen Brekzieneinschlüsse wesentlich muschelig brechende, körnige (bis grobkörnige) und Crinoiden-Kalke.

Es gelingt nur in seltenen Fällen, einen Teil der Begrenzungsfläche der Brekzien bloßzulegen, so an denen vom Steinbruch an der Humpfert nördlich Letmathe, wo die aus stark bituminösem Kalk bestehende Grundmasse in ebensolchen Kalkschiefer übergeht. Dann sieht man, daß an der Grenzfläche Einschluß—Grundmasse beide keineswegs an einer frischen Bruchfläche des Einschlusses zusammentreffen. Vielmehr ist die äußere Begrenzung der Einschlüsse gerundet-buckelig, sehr an die einer Konkretion erinnernd. Zum Vergleich habe ich die Phosphoritkonkretionen in karbonischen Kalken und Sandsteinen Deutschlands und Englands untersucht. Diese erscheinen im frischen Bruch mit dem Nebengestein als polygonale, scharf begrenzte Gebilde, und erst nach Herauslösen aus dem Nebengestein erkennt man ihre wahre gerundet-buckelige Gestalt. Diese Verhältnisse lehren jedenfalls, daß die polygonale Gestalt von Kalkeinschlüssen in einer Kalkgrundmasse von abweichender Struktur einerseits kein Argument gegen ihre konkretionäre Natur (Pseudobrekzien), andererseits aber auch kein solches zur sicheren Trennung zwischen Brekzien und Konglomeraten abgeben kann. Ich habe die Brekzien des Velberter Sattels zunächst durchweg als Pseudobrekzien angesprochen, da mir die beobachteten Erscheinungen für die Annahme von Aufarbeitungsvorgängen nicht beweisend erschienen. Erst spätere, eingehendere Beschäftigung mit den polygenen Brekzien der D_1-Subzone des Gebietes, welche Brekzien mit Rieseneinschlüssen feingeschichteter Kalke vom Typus der S-Kalke zutage förderte, haben mich von der tatsächlich brekziösen Natur der Gesteine überzeugt. Beim Kulmplattenkalk fehlen teilweise solche Ein-

schlüsse von zwingender Beweiskraft, vielmehr treten in einem Falle (Humpfert) Erscheinungen auf, die sich eher mit der Annahme einer konkretionären Entstehung der Einschlüsse vereinbaren lassen. Ich bin daher geneigt, wenigstens für die „Brekzien" von der Humpfert die Annahme einer konkretionären Genesis vorzuziehen.

Sicher brekziöser Natur sind dagegen die Kalke von Gerlingsen und Oese. Sie werfen übrigens auch ein Licht auf die bathymetrischen Verhältnisse, unter denen die Plattenkalke des Kulm gebildet wurden. Die Entstehung von Kalkbrekzien ist sicher an seichtes Wasser gebunden. Aus der Goniatitenführung hat man zwar schließen zu müssen geglaubt, die Plattenkalke seien in einem Wasser von größerer Tiefe sedimentiert worden. Neben den Goniatiten finden sich jedoch viele normalwüchsige Brachiopoden. Ich möchte die Kalke aus diesen Gründen für gegenüber den Kohlenkalken zwar küstenfernere, aber doch gleichfalls Seichtwasserbildungen halten.

Zusammenfassung

Die von Nebe als Konglomerate bezeichneten Kalke sind Brekzien. Sie treten in den Horizonten Go α und Go $\gamma 2$ auf. Teils sind sie monogen, teils polygen. Ihre Entstehung ist möglicherweise nicht einheitlich. Manche sind sicher wirklich brekziös, andere wahrscheinlich pseudobrekziös (konkretionär). Das Vorkommen polygener Brekzien in höheren Unterkarbonschichten als D_1 wird erstmalig nachgewiesen.

Schriften

Kaisin, F.: Les brèches dinantiennes de Belgique. — Congr. géol. internat., XIIIe sess., S. 1271—1301. 1922.

Nebe, B.: Die Culmfauna von Hagen i. W., ein Beitrag zur Kenntnis des westfälischen Untercarbons. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **31**, S. 421—495. Stuttgart 1911.

Paul, H.: Die Transgression der Viséstufe am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., H. 179. Berlin 1937

— : Die *Dibunophyllum*-Zone des Bergischen Unterkarbons. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **79**, B, S. 187—242. Stuttgart 1938.

Ruprecht, L.: Die Biostratigraphie des obersten Kulm im Sauerlande. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **57**, S. 238—283. Berlin 1937.

Urschrift eingegangen am 6. August 1938

Druckauftrag erteilt am 27. Juni 1939

Das Nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil

Von Hans-Joachim Fabian, Breslau

5 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 7

A. Übersicht 8

B. Die Gesteine des subsudetischen Schiefergebirges 9

I. Schichtenfolge 10

a) Kambrium (?) 10

1. Quarzkeratophyre und Grünschiefer 10
2. Die Grünschiefer des Pitschenberges 11
3. Der Dolomit am Domsberg 11

b) Ordovizium 12

1. Der südliche Teil des Schiefergebietes 12

α) Quarzitische, teilweise gebänderte Schiefer, Quarzite 12
β) Der Quarzit des Domsberges und seine Phosphoritführung . . 13

2. Der nördliche Teil des Schiefergebietes 18

α) Grauwacken und Grauwackenschiefer 18
β) Tonschiefer und phyllitische Schiefer 20
γ) Das Alter der Grauwacken 20
δ) Beziehungen zum Bober-Katzbach-Gebirge 21

c) Gotlandium 22

α) Kieselschiefer 22
β) Diabase 23

d) Die Kontaktzone des Striegau-Zobtener Granitmassivs 24

II. Tektonische Beobachtungen 26

a) Die Schieferung und ihr Verhältnis zur Schichtung 26
b) Die Schubklüftung 27
c) Die „Striemung“ (das „tektonische Streichen“) 27
d) Vergenz des Faltenbaues 29
e) Klüftung 29

Seite

C. Der Gneis von Gr. Wandriss 30
I. Übersicht 30
II. Beschreibung 30
III. Tektonische Beobachtungen 32
IV. Das Alter des Gneises 35
D. Bemerkungen zur geologischen Entwicklung des Schiefergebietes bis zur Gegenwart 36
E. Zusammenfassung 38
F. Schriften 38

Einleitung

Bei der geologischen Untersuchung Schlesiens hat das subsudetische Schiefergebirge bisher weniger Beachtung gefunden. Hauptsächlich lag das wohl an dem Mangel brauchbarer Aufschlüsse, dem Fehlen guter zusammenhängender Profile, an der Einförmigkeit der Gesteine, wie an dem völligen Mangel an Fossilien, die eine eindeutige Altersbestimmung hätten ermöglichen können. Die ersten wichtigeren Beobachtungen stammen von J. Roth (1867), sie sind in seinen „Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und der umliegenden Gegenden" niedergelegt. Demgegenüber brachten noch G. Gürichs „Erläuterungen zur geologischen Karte von Schlesien" (1890) wenig Neues, ebenso wie die Geologie Deutschlands von R. Lepsius (1913). Einige neuere Beobachtungen lieferten erst die Untersuchungen von G. Gürich (1909, 1917) in der Gegend von Striegau und diejenigen von H. Cloos an schlesischen Granitmassiven (1920), wobei auch der „Gneis von Gr. Wandriss" und im Zusammenhang damit das Gebiet der „Jenkauer Schiefer" kurz behandelt wurde. In einer unveröffentlichten Dissertation von W. Bracht (1925) sind eingehendere tektonische Untersuchungen, d. h. vor allem Messungen von Einzelelementen angestellt worden. Eine zusammenfassende Übersicht über das „vorsudetische Schiefergebirge" und eine Darstellung des Granitmassivs von Striegau-Zobten gab erst L. von zur Mühlen (1926). Indessen ließ diese Arbeit, die einige irrtümliche Feststellungen enthält, wichtige Fragen noch offen. Bezüglich der Altersfrage wiederholte sie hauptsächlich die älteren Anschauungen, ohne eine Gliederung der umfangreichen Gesteinsserie zu geben. von zur Mühlen war der Ansicht, daß die gesamte Schieferserie in das Silur gestellt werden müsse, eine Anschauung, die auch G. Berg letzthin äußerte (1936).

Demgegenüber hat E. Bederke (1934) — und auch (mit gewissen Vorbehalten) M. Schwarzbach (1936) — die Meinung geäußert, daß die „Jenkauer Schiefer" vielleicht nicht dem Silur, sondern dem Algonkium zuzuordnen sind. Es war nun die Aufgabe, diese Fragen zu untersuchen, d. h. die allgemein-geologischen und die Altersverhältnisse zu klären. Dies wird dadurch besonders erschwert, daß vielfach geeignete Aufschlüsse fehlen; die ehemaligen Steinbrüche sind weit verstreut und meist stark verwachsen. Sie sind vor allem getrennt durch weite Strecken, auf denen das vielfach ziemlich mächtige Tertiär und Diluvium alles verdecken und sogar eine Lesestein-

geologie unmöglich machen. So lassen sich oft keine eindeutigen Beweise liefern, sondern in manchen Fällen nur Wahrscheinlichkeitsschlüsse ziehen.

Die vorliegende Arbeit wurde von Herrn Prof. Dr. E. Bederke in Breslau angeregt. Für seine stete Förderung und Beratung in Institut und Gelände erlaube ich mir auch an dieser Stelle zu danken. Ebenso unterstützten meine Arbeit durch Beratung, Diskussion und gelegentliche Hinweise die Herren Prof. Dr. K. Spangenberg, Dozenten Dr. W. E. Petrascheck und Dr. M. Schwarzbach, denen mein Dank in gleicher Weise gilt.

A. Übersicht

Die vorliegende Untersuchung erstreckt sich auf jenen Abschnitt der Vorlandscholle, der etwa östlich der Linie Liegnitz—Jauer liegt, im S vom Sudetenrandbruch und dem nördlichen Kontakt des Striegau—Zobtener Granitmassivs, dem Zobtenmassiv, im O von der sog. Schlesischen N—S-Zone begrenzt wird. Es ist dies der Vorlandsanteil des von H. Cloos (1922) so genannten „Nordsudetischen Schiefergebirges", das sowohl das Bober-Katzbach-Gebirge, wie das Gebiet des Vorlandes umfaßt. In vorangegangenen Arbeiten wird das eben näher umgrenzte Gebiet als „vorsudetisches Schiefergebirge" bezeichnet, doch empfiehlt es sich, dafür die Bezeichnung „subsudetisch" zu wählen, um Mißverständnissen (etwa der Beziehung zur „sud. Phase") vorzubeugen. Im übrigen ist der Begriff „subsudetisch" bereits — in Verbindung mit der „Braunkohlenformation" — eingeführt.

Auf die Kontaktzone des Granitmassivs wird nur, wenn nötig, genauer eingegangen. In der Hauptsache interessiert hier vielmehr der von der Kontaktmetamorphose verschonte Teil der Schiefer, der sich nördlich der Kontaktzone befindet. Es handelt sich dabei nicht um ein Gebirge im wörtlichen, sondern geologischen Sinne, betragen doch die einzigen Höhen in dieser Landschaft im Höchstfalle 296,8 m (Domsberg) oder 273 m (Pitschenberg). Es ist ein hügeliges, von flachen, breiten Rücken und wenigen Tälern durchschnittenes Gelände, das nach N zu sanft in die eigentliche Ebene ausläuft.

Die wichtigsten Aufschlüsse liegen im Bereiche der Meßtischblätter Kuhnern und Jauer (Osthälfte), nach O zu kennt man über Tage anstehende Schiefer nur noch in Kontaktnähe. Sonst ist man durch einige Bohrungen über die Tiefenlage des Schiefergebirges unterrichtet, doch erlauben diese natürlich keine Schlüsse auf das Alter der erbohrten Gesteine usw. Im W liegen die äußersten Aufschlüsse bei Mankelwitz (südöstlich Liegnitz, Bl. Wahlstatt), südlich von da bei Nieder-Hertwigswaldau und südlich Lobris (Bl. Jauer). Im N waren es Aufschlüsse, die beim Bau der Reichsautobahn geschaffen wurden, so bei Gr. Wandriss und bei Eisendorf (Bl. Wahlstatt und Kuhnern). Aus der jüngeren Bedeckung tauchen nach O hin nur noch die Grünschiefer des Pitschenberges und solche bei Viehau auf, während die Glimmerhornfelse und Amphibolite von Bl. Mörschelwitz, westlich Rosenau und bei Marxdorf, schon in der Kontaktzone gelegen sind. Erst östlich der Zobtengruppe finden wir dann normale Gesteine wieder (Tonschiefer, Kieselschiefer bei Stein und Wolfskirch).

Außerhalb dieses Gebietes streichen bei Tentschel und Kunitz Quarzgänge aus. Bei Wahlstatt wurde in einer Bohrung bei + 16 m das Grundgebirge angefahren, dann hat die Tiefbohrung Pfaffendorf b. Liegnitz in 113 m Tiefe bei + 7 m Glimmerschiefer erreicht, die Bohrung Kuchelberg (Bl. Kunitz) in 193 m Tiefe bei — 58 m unter Tertiär Talkschiefer, Quarzgänge und Glimmerschiefer. Das alles läßt darauf schließen, daß hier die Fortsetzung des subsudetischen Schiefergebirges zu suchen ist. Möglicherweise liegt seine Grenze an der Bruchlinie, welche die Vorlandscholle vom sog. Außenland trennt und zwischen Rohrquell[1]) bei Rothbach und Kanth gegen NW streicht, wo bei Gr. Peterwitz in + 101 m ebenfalls kristalline Schiefer erbohrt wurden. Im W reicht das Schiefergebirge wahrscheinlich bis in die Gegend von Sprottau, wo außer einer Bohrung westlich Mallmitz allerdings nichts weiter bekannt ist. Es wurden dort in etwa 145 m Tiefe bei — 22,5 m Schieferton mit Schiefertrümmern. Kieselschiefer und Lydite angetroffen.

Das subsudetische Schiefergebirge umfaßt den älteren Gneisgranit von Gr. Wandriss, Diabase, Grünschiefer, Quarzkeratophyre (mit Tuffen?), sowie eine ziemlich eintönige Schieferserie, die aus Grauwackenschiefern, Tonschiefern, Phylliten, Quarziten und Kieselschiefern besteht, wozu sich die kontaktmetamorphen Hornfelse, Amphibolite und Graphitquarzite der nördlichen und südlichen Kontaktzone des jüngeren Zobten—Striegauer Granitmassivs gesellen.

Auffallend ist die im allgemeinen geringe epizonale Metamorphose, deren Kennzeichen Neubildungen wie Serizit, Chlorit und Albit sind. Stellenweise hat allerdings auch Biotitneubildung stattgefunden. Die Metamorphose fällt nach den im Bober-Katzbach-Gebirge gewonnenen Ergebnissen zusammen mit der Anlage der Scherflächen (Schieferung) in die kaledonische Gebirgsbildung. Die subsudetischen Schiefer haben demnach ein vordevonisches Alter. Das Hauptstreichen ist herzynisch, gegen O zu geht es aber zunächst in ein ost—westliches über und wird dann nordöstlich. An der schlesischen Nord—Süd-Zone kommt es zu einer Scharung mit der Streichrichtung dieser Zone. Es ist dies eine wesentliche Erscheinung im Gebirgsbau der Sudeten, die als „Virgation" oder als „mittelsudetische Scharung" bezeichnet und mit der tektonischen Stellung des Eulengneisblockes in Verbindung gebracht wird.

B. Die Gesteine des subsudetischen Schiefergebirges

Wie schon erwähnt, wurde für die „Jenkauer Schiefer" von den älteren Autoren durchwegs ein silurisches Alter angenommen. Der erste, welcher sich eindeutig darüber geäußert hat, war G. Gürich. Seine Altersdeutung stützte sich auf den Fund eines kontaktmetamorphen Schiefers bei Kohlhöhe, der Graptolithen führen sollte. Dies hat sich aber als Irrtum herausgestellt, da die vermeintlichen Graptolithen sich als Kontaktmineralien erwiesen haben. In der Literatur ist darauf jedoch nur in der unveröffentlichten Dissertation von W. Bracht (1926, S. 40) hingewiesen worden. G. Berg (1936, S. 4) führt wiederum Graptolithen an: „An den Sattelkern (oder Horst) des Gr. Wandrisser Gneises legt sich im W und S der Tonschiefer von

1) Früher Kraika.

Wahlstatt und Lobris, letzterer mit Graptolithenvorkommen, also mindestens z. T. obersilurisch." Diese Angabe bezieht sich nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. Berg an Herrn Dr. Schwarzbach (Breslau) indirekt auf die Veröffentlichung von Gürich 1906. Es handelt sich hierbei um den Fund eines graptolithenführenden Gerölls in einer Kiesgrube von Alt-Jauer. Aber schon von zur Mühlen hat darauf hingewiesen, daß dieser Fund nicht zu irgendwelchen Folgerungen führen dürfte, da das Geröll entweder diluvial von N her verschleppt sein oder auch von einem Kieselschiefervorkommen des Bober-Katzbach-Gebirges stammen kann, zumal Gürich selbst bemerkt, daß die übrigen am Fundort vorkommenden Gerölle auf eine Herkunft von dort hindeuteten. Mit diesen Beweisen konnte also das silurische Alter nicht als gesichert gelten. Um nun diese Frage zu klären, wurden die vorliegenden Untersuchungen eingeleitet, nach deren Abschluß sich eine Gliederung ergibt, die eine wahrscheinlich kambrische Eruptivstufe, eine ordovizische Grauwacken-Tonschiefer-Quarzit-Serie und eine gotlandische Kieselschiefer-Diabas-Folge umfaßt.

I. Schichtenfolge

a) Kambrium (?)

Die ältesten Gesteine innerhalb des subsudetischen Schiefergebirges sind wohl in den am Domsberg und Buhnberg auf Bl. Kuhnern aufgeschlossenen Eruptiva zu sehen.

1. Quarzkeratophyre und Grünschiefer

Im großen Steinbruch des Domsberges sind auffallend violette Gesteine aufgeschlossen, die eine Mächtigkeit von mehr als 15 m haben. von zur Mühlen bezeichnet sie als „blauschwarze, quarzreiche, dolomitische . . . Phyllite". An anderer Stelle spricht er von „blauschwarzen, mit weißen Flecken durchspickten phyllitischen Kalkknotenschiefern", die er als jenen sehr ähnelnd bezeichnet. Es handelt sich bei diesen Schiefern um teils recht kräftig geschieferte, teils mehr massige und dann ziemlich harte, dichte Gesteine von meist violetter, bisweilen grünlichgrauer Farbe. Stellenweise sind sie löcherig und ausgewittert, die Hohlräume sind dann oft von Brauneisenmulm erfüllt. Wie man an frischen Stücken erkennt, ist hier Kalzit ausgewittert. Es handelt sich offensichtlich um Mandelsteintextur. Stellenweise sind aber auch größere Kalklinsen zu beobachten. Äußerlich ähneln die violetten Gesteine mitunter den von E. Zimmermann auf Bl. Bolkenhain als „tD" bezeichneten „Diabasbrekzie und Tuff, oft verbunden mit violetten Tuff- und Tonschiefern". U. d. M. erkennt man in einer feinschiefrigen Grundmasse in wechselnder Menge albitischen Feldspat, Quarz, Chlorit- und Serizitschüppchen, stellenweise Kalzit. Die Anordnung der Gemengteile, insbesondere der Feldspäte, entspricht der intensiven Schieferung. Porphyrische Struktur ist nicht vorhanden. Aus der feinschiefrigen Grundmasse heben sich nur wenige neu gebildete, etwas größere Albite und mitunter größere Quarzkörner hervor. Bemerkenswert ist vor allem die starke Durchstäubung mit Eisenerz, auf das die Violettfärbung zurückzuführen ist. „Die dunkle Färbung ist" also nicht „organischen Ursprungs" (von zur Mühlen), und es handelt sich nicht um „Streifen einer kohligen Masse, die die Schichtung andeutet". Es handelt sich bei diesem Gestein überhaupt nicht um irgendwelche Schiefer sedimentären Ursprungs, sondern um Quarzkeratophyre, z. T. vielleicht auch um

Tuffe. Im mikroskopischen Bild ergeben sich gewisse Ähnlichkeiten zu manchen Keratophyren des Bober-Katzbach-Gebirges. Im allgemeinen sind dies zwar graugrüne bis rötliche Gesteine, doch ist ja die Farbe kein Merkmal von Bedeutung. Die Quarzkeratophyre des Domsberges dürften, wie im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge, dem Kambrium angehören, das ja auch in Böhmen durch eine Eruptivstufe mit Keratophyren (Pürglitz-Rokycaner Eruptivzug) ausgezeichnet ist. Jedenfalls sind aus anderer Zeit Keratophyre im Bober-Katzbach-Gebirge nicht bekannt.

Zusammen mit den Quarzkeratophyren, und zwar als Einlagerung, kommen am Domsberg in geringer Mächtigkeit auch Grünschiefer vor, darunter Diabastuffe und -Mandelsteine, die das gleiche Alter wie die Keratophyre besitzen. Ihnen entsprechen die Grünschiefer des Buhnberges, die mit denen des Domsberges einem einheitlichen Eruptivzuge angehören dürften, obgleich zwischen Domsberg und Buhnberg keine verbindenden Aufschlüsse vorhanden sind.

Die Eruptiva des Domsberges sind umgeben von einem Mantel jüngerer (ordovizischer) Schiefer, innerhalb deren sie in einer Art Aufsattelung auftreten, die durch Störungen gegen die Schiefer begrenzt ist.

2. Die Grünschiefer des Pitschenberges

Wahrscheinlich kambrisch sind wohl auch die Grünschiefer des Pitschenberges (Bl. Ingramsdorf), obgleich eine sichere Altersbestimmung in diesem Falle schwierig ist, genau wie im Bober-Katzbach-Gebirge, wo das Alter der Grünschiefer bisher auch nicht immer genau bestimmt werden konnte. Jedenfalls ist die von zur Mühlen'sche Deutung als frühes Unterdevon auf jeden Fall unrichtig. Für das kambrische Alter der Pitschenberg-Grünschiefer spricht vor allem ihre Mächtigkeit. Die am Pitschenberg in etwa 25 brauchbaren Aufschlüssen zu beobachtenden Grünschiefer sind helle, graue bis graugrüne Gesteine, die im allgemeinen geschiefert, mitunter aber auch ziemlich massig sein können. U. d. M. stellt man ein meist stark „verfilztes" Gemenge von stark zerfaserten und zerrissenen Hornblendeindividuen (Uralit) mit Resten von Plagioklas, Chloritschüppchen und Erzkörnchen fest. Dazu kommt Epidot, der stellenweise, in Körnchenreihen „s" folgend, recht häufig wird. Die Grünschiefer sind demnach als Epidot-Amphibolite bzw. Prasinite zu bezeichnen. Von zur Mühlen, der bereits eine Beschreibung des Grünschiefers gegeben hat, nennt noch Prehnit, Titanit und Asbest. Den Schieferungsflächen wie Klüften folgen häufig Quarz-Albit-Gänge, -Knauern und -Kluftfüllungen, die als hydrothermale Bildungen vom Zobten—Striegauer Granitmassiv abzuleiten sind. Ein größerer Karbonatgehalt, der stellenweise vorhanden ist, deutet unter Umständen auf eine Entstehung aus Diabastuffen hin. Die in den Erläuterungen zu Bl. Ingramsdorf angegebenen phyllitischen Einlagerungen dürften nur von ganz geringer Mächtigkeit sein. Dieselbe Karte gibt auch südwestlich Viehau Phyllite an, die NW—SO streichen und nach SW einfallen sollen. Zur Zeit muß man sich auf Lesesteine beschränken, da das Anstehende verschüttet ist. Danach handelt es sich aber um Grünschiefer.

3. Der Dolomit am Domsberg

In dem großen verlassenen Steinbruch am Domsberg, nördlich des alten Aussichtsturmes, tritt im Liegenden der violetten Schiefer riffartig oder als

Linse ein grauer, massiger, feinkristalliner Dolomit auf, dessen Mächtigkeit und Ausdehnung schwer anzugeben ist. Er scheint auf kurze Entfernung (12 m) bereits auszukeilen und mindestens 2 m mächtig zu sein. Von Quarz ist der Dolomit wie auch die umgebenden grünlichen, chloritführenden Schiefer reichlich durchtrümert. Was das Alter des Dolomits anbetrifft, so dürfte auch dieses kambrisch sein, denn die Zugehörigkeit des Dolomits zur Eruptivstufe ist sehr wahrscheinlich.

Vorkommen von kristallinen Kalken oder Dolomiten fehlen sonst im subsudetischen Schiefergebirge, abgesehen etwa von dem Kalksilikathornfels in der Kontaktzone bei Järischau, der nicht mehr aufgeschlossen ist. Der bei J. Roth von dort erwähnte Marmor scheint völlig abgebaut worden zu sein.

b) Ordovizium

Innerhalb des westlichen Teiles des subsudetischen Schiefergebirges lassen sich zwei Abschnitte deutlich unterscheiden, ein nördlicher (bzw. nordwestlicher), in dem Grauwacken vorherrschen, die vielfach mit dunklen Tonschiefern und Quarziten wechsellagern, und ein südlicher, in dem Grauwacken fehlen. Die Grenze zwischen diesen beiden Abschnitten verläuft etwa von Lobris nördlich am Domsberg vorbei nach Dromsdorf.

1. Der südliche Teil des Schiefergebietes

α) Quarzitische, teilweise gebänderte Schiefer, Quarzite

In diesem Teil des Schiefergebirges sind hauptsächlich phyllitische Tonschiefer, quarzitische Schiefer und gelegentlich Quarzite verbreitet. Besonders gut können diese Gesteine im Gebiete des Sanderwaldes, beim Forsthaus Kohlhöhe, an den Beerbergen und am Buhnberg, teilweise auch im Anstehenden, beobachtet werden. Aussehen und Beschaffenheit dieser Schiefer ist großem Wechsel unterworfen. Im Gebiete des Sanderwaldes sind sie oft gebändert, d. h. dunkle und hellgraue, auch olivgrüne und helle Lagen wechseln miteinander, ebenso tonige mit feinsandigen. Feinsandige, hellgraubraune Schiefer findet man vor allem zwischen Kuhnern und Eichberg. Innerhalb der Sanderwaldschiefer kommen auch wenig mächtige Quarzite vor, sie sind grau bis dunkelgrau, sehr feinkörnig, geschiefert, teilweise recht glimmerarm und können in quarzitische Schiefer übergehen (nordöstlich Kohlhöhe). Über die Gesamtmächtigkeit dieser recht typischen Schieferserie, die in ihrer Ausbildung in gewissem Gegensatz zu den nördlich anschließenden Grauwackenschiefern steht, läßt sich wenig sagen. Drei Bohrungen beim Forsthaus Kohlhöhe haben die Schiefer bis 45 m durchsunken. Da die Schiefer jedoch gefaltet sind, können diese Zahlen kein wahres Bild geben. Für die Altersbestimmung war es notwendig, die Schiefer des Sanderwaldes mit Schiefern des Bober-Katzbach-Gebirges zu vergleichen. Hierbei ergab sich eine weitgehende Übereinstimmung mit einer Reihe von nach Schwarzbach (1938) ordovizischen Gesteinen von Bl. Kolbnitz. Diese Feststellung traf Schwarzbach auf Grund einer gemeinsamen Exkursion mit dem Verfasser in den Sanderwald; sie veranlaßte ihn, für die Schiefer des Sanderwaldes das gleiche ordovizische Alter anzunehmen. Der auf Bl. Kolbnitz in diesen Schiefern stellenweise vorkommende „Kuttenberg-Quarzit“ fehlt allerdings im Gebiet des Sanderwaldes. Trotzdem ist aber die Ähnlichkeit der Schiefer so groß, daß eine Gleichstellung vollauf gerechtfertigt erscheint.

Zu der gleichen Serie gehören diejenigen Schiefer, welche am östlichen Talhang der Weidelache zwischen Bersdorf und der Mittelmühle von Lobris anstehen, sowie die hellbraunen, feinen Tonschiefer am Westausgang von Dittersdorf und wohl auch die grünlichgrauen Schiefer im Straßeneinschnitt südlich der Schule von Dittersdorf. In einem Bacheinschnitt am Teich nordwestlich Bersdorf begegnet man zuerst diesen Schiefern, die hier vielfach gebändert erscheinen, bräunliche bis grünliche Farbe haben und kleine sandige Linsen einschließen. Östlich Lobris dagegen findet man vor allem jene auch für Bl. Kolbnitz so typischen schwärzlichen, teilweise gebänderten oder fleckigen Schiefer mit oft wirr gefältelten und verquetschten „gequälten" Lagen und Linsen hellen, sehr feinkörnigen, quarzitischen Materials, welche auch im Sanderwald anzutreffen sind. Am Dorfausgang von Lobris sind sie teilweise verquarzt; sie sind anstehend am Lobriser Schießstand und in dem nach Dittersdorf verlaufenden Tälchen, in Lesesteinen aber auch am Buhnberg zu finden. Für die entsprechenden Gesteine auf Bl. Kolbnitz hat Schwarzbach ein oberordovizisches Alter angenommen. Dieses Alter trifft auch für die genannten subsudetischen Schiefer zu, die bei Lobris von gotlandischen Kieselschiefern unmittelbar überlagert werden. Nach N zu gehen bei Lobris die schwärzlichen, fleckigen Tonschiefer zunächst in gebänderte, feinquarzitische Gesteine über, die von zahlreichen Quarzknauern und -adern durchsetzt sind. Teilweise sind sie steil aufgefaltet, so daß ihre Schichtung von einer Schieferung transversal geschnitten wird. Bis zur Mittelmühle von Lobris geht aus diesen gebänderten Quarziten ein dunkler, geschieferter Quarzit hervor, der reichlich Pyrit führt und wiederum in quarzitische Schiefer übergeht, in denen östlich der Mittelmühle ein massiger, dunkler, wenig mächtiger Quarzit eingelagert ist. Von hier nach N reicht dann das Gebiet der Grauwackenschiefer bis zum Gneis von Gr. Wandriss.

Außer den bisher genannten Vorkommen sind zu den beschriebenen Schiefern noch die folgenden zu stellen. Beim Bau der Reichsautobahn Breslau—Liegnitz wurden an zwei jetzt nicht mehr zugänglichen Stellen südlich und westlich Eisendorf (Bl. Kuhnern) Aufschlüsse geschaffen. Die seinerzeit entnommenen Proben — es handelt sich um einen schwärzlichen, „fleckigen" Tonschiefer — lassen eine Zuordnung des Vorkommens zum Ordovizium zu. Desgleichen gehören hierher die östlich und südlich Dromsdorf aufgeschlossenen hellen, teilweise grünlichen, auch gebänderten quarzitischen Tonschiefer, die in ganz ähnlicher Ausbildung auch am Domsberg wiederkehren, wo sie das Hangende der Eruptivstufe bilden.

β) Der Quarzit des Domsberges und seine Phosphoritführung

Innerhalb der hellen, stellenweise glimmerreichen und gebänderten quarzitischen Tonschiefer am Domsberg, welche über den Quarzkeratophyren und Grünschiefern liegen, ist eine 2—3 m mächtige Bank eines Quarzits eingelagert. Dieses Vorkommen ist in einem kleinen verlassenen Steinbruch westlich des Aussichtsturmes, dem sog. Blaubruch aufgeschlossen. Seine Längsausdehnung beträgt, soweit aufgeschlossen, im Streichen etwa 12 m. Es handelt sich, soweit man feststellen kann, um eine Art Linse, deren baldiges Auskeilen nur teilweise tektonisch bedingt sein mag. An der Grenze

gegen die Schiefer, die auf der westlichen Seite des Bruches mit südöstlichem Fallen aufgerichtet und aufgesattelt sind, sind diese in einer schmalen Zone zerrieben. Doch handelt es sich hier weniger um eine Störung größeren Ausmaßes, als vielmehr um eine Folge der Materialverschiedenheit bei der Bewegung. Der Quarzit selbst ist massig, kaum geschiefert, sehr dicht, beinahe hornfelsartig erscheinend, schwarz mit manchmal grünem Anflug und gelegentlich oberflächlicher Ausbleichung. von zur Mühlen beschrieb bereits diesen Quarzit kurz und führte auch das Vorkommen von Einschlüssen an, die ein Konglomerat vermuten ließen. Er spricht von „Tongallen und vor allen Dingen noch erkennbaren bis haselnußgroßen weißen Quarzgeröllen". Ähnliche „Geröllkonglomerate" seien auch am Granitkontakt des Streitberges beobachtet worden. „Ihrer Herkunft nach gehören diese Quarzite zu geröllführenden Sandzwischenschichten zwischen den ehemaligen Tonen". Der Quarzit mit seinen „Einschlüssen" wurde näher untersucht. Diese treten nicht durchgängig oder in gleichbleibender Verteilung innerhalb des Quarzits auf, sondern nur in wenigen schmalen Zonen, wo sie dann auch nur stellenweise, dort allerdings bisweilen sehr zahlreich angereichert sind. Von diesen Einschlüssen konnten makroskopisch nur die Quarzgerölle identifiziert werden. Die übrigen Einschlüsse erschienen als entweder dunkle, graue bis schwarze, manchmal hornsteinähnliche, oder hauptsächlich als helle, erdige und zersetzte „Gerölle".

Die Größe der Gerölle wurde an einigen Stücken gemessen. Dabei schwankte der Durchmesser bei den Quarzgeröllen zwischen 12,8 mm und 2,6 mm, bei den schwarzen „Geröllen" zwischen 14 und 6 mm und bei den hellen, erdigen zwischen 8,9 und 3,5 mm (jeweils der größere Durchmesser ist hierbei angegeben).

Der Quarzit selbst besteht aus ziemlich gleichmäßig großen Quarzkörnchen, deren Durchmesser allgemein zwischen 0,14—0,20 mm liegt; seltener sind Werte, wie 0,25 bzw. 0,08—0,10 mm. Er hat eine Rekristallisation durchgemacht. Die Zwickel zwischen den Quarzkörnchen werden von kleinen Chloritschüppchen, hier und da Biotitblättchen, sowie von wenig graphitischer Substanz ausgefüllt. Die Quarzkörnchen haben undulöse Auslöschung, sie sind nicht kantengerundet, teilweise gestreckt und mit Chloritschüppchen verwachsen. Häufig ist jedes einzelne Quarzkorn vollständig von der Zwischenmasse umgeben. Einzelne Zirkon- und Apatitkörnchen werden auch darin gefunden, in einem Schliff (F 64) war „s" folgend ein Streifen von Zirkonkörnchen als Anreicherung zu beobachten. Als besonders interessant erwiesen sich die bis dahin nicht richtig erkannten „Gerölle" oder „Einschlüsse" des Quarzits. Sie erscheinen im gewöhnlichen Licht hellgraubraun, in manchen Stücken hellgelb. Bei + Nicols unter schwacher Vergrößerung sind sie dunkel, jedoch nicht ganz gleichmäßig, so daß von Isotropie nicht gesprochen werden kann.

Eine zutreffende Deutung der Einschlüsse gelang zunächst nicht. Herr Prof. Dr. Spangenberg-Breslau, dem ich das Material zur Prüfung vorlegte, stellte indessen freundlicherweise fest, daß es sich bei dem fraglichen Material um Phosphoritkonkretionen handele, wie von ihm zunächst optisch, danach auch durch chemische Analyse nachgewiesen wurde (P_2O_5 in zwei verschiedenen Proben bestimmt zu 10,08 % und 7,30 %). Der Phosphorit bildet im Quarzit Konkretionen. Im großen kann man drei Arten von solchen Konkretionen unterscheiden, reine Phosphoritkonkretionen, Quarz-Phosphorit-

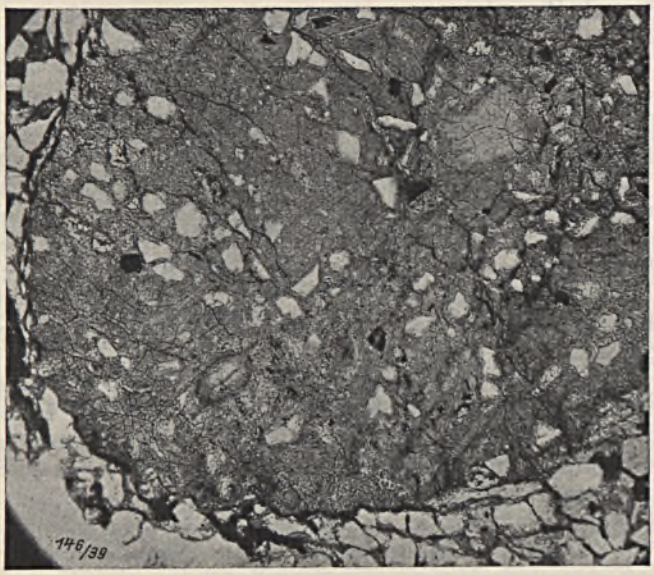


Abb. 1. Phosphoritkonkretion aus ordoviz. Quarzit (Domsberg, Bl. Kuhnern). Quarzkörnchen und Nester von Apatit sind zu erkennen. 40-fach, mit Polarisator

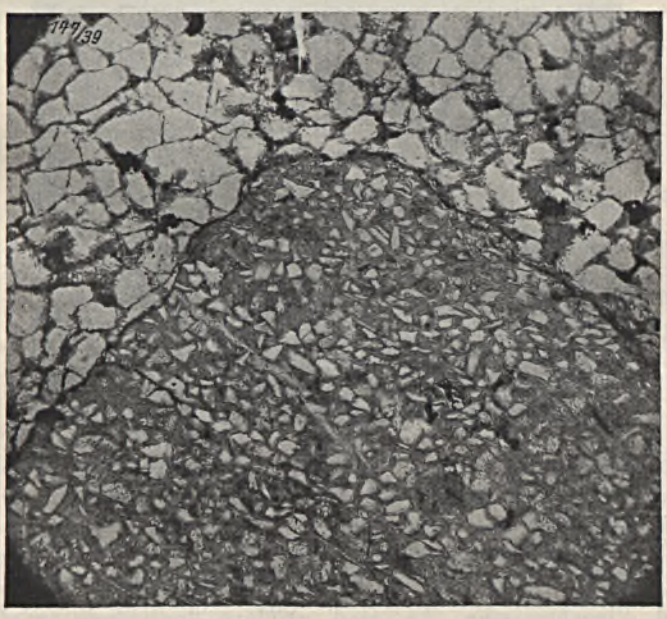


Abb. 2. Quarz - Phosphoritkonkretion in ordoviz. Quarzit (Domsberg, Bl. Kuhnern). In der dunkleren Phosphoritmasse Quarzkörnchen, sowie Körnchen und Nester von Apatit, 40-fach, mit Polarisator

konkretionen und Phosphorit mit Biotit. Auch ihre Form ist verschieden. Sie sind entweder allseits gerundet und gegen den umgebenden Quarzit gut abgegrenzt, so daß an Konkretionsgerölle gedacht werden kann, oder der Phosphorit ist zwar konkretionär angereichert, aber gegen den umgebenden Quarzit undeutlich abgegrenzt, zementiert also die Quarzkörnchen. In allen Konkretionen erkennt man bei Anwendung starker Vergrößerungen Körnchen und Nester eines hellen Minerals mit hoher Lichtbrechung und schwacher Doppelbrechung, das sich konoskopisch als optisch einachsig und damit als Apatit erweist. In den Fällen, wo der Phosphorit Quarzkörnchen umschließt bzw. zementiert, sind diese oft eckig oder splittrig, stets locker gepackt, fast immer umgibt sie ein Saum von Apatitkörnchen. Sonst liegen die Apatitkörnchen nestartig in der unreinen kryptokristallinen Phosphoritmasse oder in deren Kern. Bisweilen sind die Apatitnester so groß wie einzelne Quarzkörner. Die Größe der Quarzkörner in einzelnen Konkretionen wurde gemessen, sie ergab: (Schliff F 56) 0,02 mm, 0,06—0,1 mm (Größe der Konkretionen: 5,1 × 2,04 mm, 4,8 × 2,7 mm, 1,2 mm). Apatitkörnchen findet man auch in der umschließenden quarzitischen Grundmasse.

In anderen Konkretionen findet man bemerkenswerterweise — manchmal in großer Anzahl — grünen und bräunlichen Biotit mit deutlicher Spalt-



Abb. 3. Phosphoritkonkretion in ordoviz. Quarzit (Domsberg, Bl. Kuhnern) mit Biotit. Am rechten Bildrande ein größeres Apatitnest, in der Mitte des oberen Randes ein Quarzkorn mit einem Kranz von Apatitkörnchen. 43-fach, mit Polarisator

barkeit und Pleochroismus. Es sind größere Individuen, wie sie in der übrigen quarzitischen Grundmasse nicht vorkommen, sie sind regellos angeordnet, was darauf hindeuten dürfte, daß der Biotit erst im Phosphorit gebildet wurde. Die Größe der Biotitblättchen betrug in einer 3,7 × 2 mm

großen Konkretion 0,02—0,1 mm (Schliff F 55). Eine andere Konkretion von 4,7 × 4,4 mm Ausmaß umschloß Biotitschüppchen von 0,01—0,1 mm Größe und Quarzkörnchen von 0,06—0,14 mm. Eine andere Konkretion (Schliff F 56) war von einem Biotitsaum umgeben. In einem weiteren Schliff (F 64) sind eine Anzahl gelblicher Konkretionen zu beobachten. Die größte dieser Konkretionen enthält beinahe keine Quarzkörnchen. Unter starker Vergrößerung erkennt man sehr feine Biotitschüppchen, beinahe Fasern, die — wie verfilzt — wirr durcheinander liegen. Randlich liegt der Biotit stellenweise in regelrechten Nestern zusammen, ähnlich dem Apatit. Auf feinen Rissen ist sowohl Biotit wie Apatit ausgeschieden. Im „Biotitfilz" befinden sich kleinere braungelbe Konkretionen, auch Apatitnester. Der Biotit ist teilweise chloritisiert.

Außer den Phosphoritkonkretionen beobachtet man ab und zu noch andere „Einschlüsse"; Streifen mit Biotitanreicherung, mit wenig Quarz und zahlreichen Apatitnestern sowie Zirkon wurden zunächst für Grauwacke gehalten.

Ganz ähnliche Phosphorite wie die behandelten hat R. Kozłowski (1931) aus dem Kambrium von Sandomir (poln. Mittelgeb.) beschrieben, welche W. Wawryk (1932) mikroskopisch-chemisch analysiert hat; der Beschreibung und den Abbildungen nach handelt es sich dort um Quarz-Phosphoritkonkretionen. Aus den Analysen gibt Kozłowski einen Gehalt von 9,45% P_2O_5 in einer „quarzitisch-phosphoritischen Konkretion" von 12,77% im „Konglomerat" an. Von dem Gestein des Domsberges wurden zunächst durch Vermittlung von Herrn Prof. Dr. Spangenberg zwei Proben (jede für sich, zerkleinert, feinst gepulvert) durch Herrn Dr. Alaschewski-Saarau analysiert. Es ergaben sich dabei folgende Resultate, die mit den entsprechenden Zahlen von W. Wawryk verglichen werden mögen:

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	39,05%	42,10%	—	—
P_2O_5	5,93%	8,61%	24,52%	7,27%
Fe_2O_3 + Al_2O_3	24,50%	21,56%	Al_2O_3 3,66% Fe_2O_3 10,87%	4,90%
CaO	10,34%	9,78%	31,84%	10,58%
MgO	2,26%	2,53%	0,83%	0,03%

I. dunkle Gesteinsprobe vom Domsberg,
II. helle Gesteinsprobe vom Domsberg,
III. Konkretion von Sandomir (nach Wawryk),
IV. Konglomerat von Sandomir (nach Wawryk).

Zu vergleichen sind nur die Analysen I und II mit IV, da von einer einzelnen Konkretion aus dem Domsbergquarzit bisher noch keine Analyse vorliegt. Es ergibt sich nach einer Mitteilung von Herrn Dr. Alaschewski aus der Analyse, daß in der dunklen Gesteinsprobe mehr Kalk enthalten ist als der Phosphorsäure eines Tricalziumphosphates entspricht. In der hellen Gesteinsprobe dagegen reicht der Kalk nicht ganz aus. Da andererseits das Gestein ungewöhnlich hohe Anteile an Eisen und Tonerde besitze, sei

damit zu rechnen, daß ein Teil der Phosphorsäure als Eisen- und Tonerdephosphat vorliegt. Der hohe Tonerde- und Eisengehalt läßt sich natürlich auch noch durch den vorhandenen Biotit erklären, dessen Entstehung innerhalb der Konkretionen vom Glaukonit hergeleitet werden könnte. Das Zusammenvorkommen von Glaukonit, Quarz und Phosphoritkonkretionen ist ja durch zahlreiche Untersuchungen am heutigen Meeresboden nachgewiesen worden. L. W. Collet hat Phosphoritknollen gefunden, die bis über 23% Fe_2O_3 enthalten, und gemeint, daß der Eisengehalt dieser Knollen auf eine Zersetzung von Glaukonit zurückzuführen sei (K. Andrée 1917). Bezüglich der Entstehung des Phosphorits kann man wohl auf die Literatur hinweisen, ohne aber im einzelnen die Ursachen für die Entstehung der vorliegenden Phosphorite angeben zu können. Da das Vorkommen nur klein ist — der Quarzit selbst hat nur Gehalte von 0,2—0,25% P_2O_5 — hat es keinerlei praktischen Wert, die Tatsache des Vorkommens von Phosphorit an sich aber ist natürlich bemerkenswert.

2. Der nördliche Teil des Schiefergebietes

α) Grauwacken und Grauwackenschiefer

Charakteristisch für den nordwestlichen Abschnitt des Schiefergebirges sind Grauwacken und Grauwackenschiefer, wie sie typisch bei Jenkau oder



Abb. 4. Grauwackenschiefer, ordovizisch, an der Straße nach Grändorf östlich Mertschütz (Bl. Jauer). Rechts vom Hammer ist die Schichtung schwach zu erkennen (Faltung!)

etwa bei Mertschütz entwickelt sind. Sie bilden insbesondere den Burgberg bei Mertschütz, den Schieferberg nördlich Merzdorf, die Tschinschwitzer sowie die Leiper Berge. Die westlichsten Aufschlüsse dieser Gesteine liegen am Heidenberg und bei Höhe 190,9 östlich Baritsch (Bl. Jauer), die östlichsten bei Weißenleipe (Bl. Kuhnern). Im Norden reichen Grauwackenschiefer bis zum Schieferberg bei Gr. Wandriss und zum Spitzberg, sowie bis zum Galgenberg bei Grändorf. Dann verschwinden sie unter der jüngeren Decke. Offenbar stehen Grauwacken aber noch weiter nördlich im Untergrund an,

da in einer Quarzgangbrekzie vom Steinberg, zwischen Berndorf und Jahnsfeld (Bl. Gr. Tinz), sich Bruchstücke von Grauwacke finden. Bemerkenswert sind diese Gesteine durch ihren ziemlich gleichbleibenden petrographischen Charakter. Es sind graue, im angewitterten Zustand graubraune, mitunter auch dunklere geschieferte Gesteine. In den meisten Fällen tritt im Querbruch sehr deutlich Feldspat in Form hellerer Flecken hervor. Die Grauwacken bestehen hauptsächlich aus Quarz, sauren Plagioklasen und Biotit. Außerdem sind Chlorit- und Serizitschüppchen vorhanden, Muskowitblättchen, wenig Brauneisen, gelegentlich auch Körnchen von Apatit und Zirkon.

Die Gemengteile verteilen sich über mehrere Korngrößen, doch ist infolge der stattgehabten Metamorphose und Rekristallisation die ursprüngliche Korngröße und der Abrollungsgrad der Komponenten nicht mehr festzustellen. Dies muß beachtet werden. Bezüglich der Korngrößenverhältnisse werden daher nur zwei Beispiele genannt. In einer Grauwacke der Tschinschwitzer Berge betragen die Durchmesser der Quarzkörnchen 0,3—0,5 mm, bisweilen auch 1,1—1,2 mm, die der Feldspatkomponenten 0,2—0,7 mm (die beiden größten beobachteten maßen 0,8 und 1,04 mm). Die Korndurchmesser bei der feineren, überwiegend aus Quarz bestehenden Grundmasse sind 0,04—0,06 mm, können aber bis 0,1 mm steigen.

Ein Grauwackenschiefer östlich Mertschütz enthält bei einer Korngröße der Grundmasse von 0,02—0,08 mm Quarzkörnchen von 0,16—0,5 mm (größtes beobachtetes 0,71 mm). Der Durchmesser der Feldspatkörnchen ist 0,16 bis 0,41 mm. In manchen Grauwacken tritt der Feldspat beinahe ganz zurück. Hauptgemengteile sind dann Quarz und Biotit. Allothigener Herkunft sind Quarz, wohl ein Teil der Feldspäte und des Biotits. Jedoch ist überall Kataklase einerseits, wie Neukristallisation (Rekristallisation, Kornvergrößerung) andererseits festzustellen. Serizit, Chlorit, Turmalin, mindestens ein

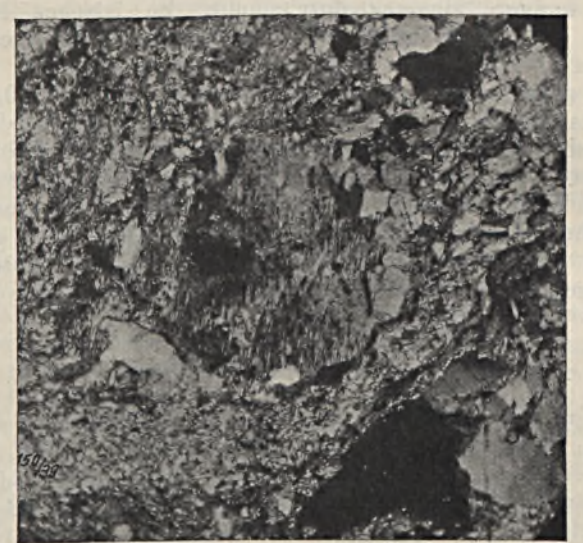


Abb. 5. Grauwacke, ordovizisch, von den Tschinschwitzer Bergen (Bl. Kuhnern) mit Schachbrettalbit. 50-fach, + Nicols

Teil des Biotits und Albits sind autigener Natur. Die stellenweise erfolgte Neubildung von Biotit ist bereits makroskopisch wahrzunehmen (auf Schieferungsflächen und Klüften, z. B. bei Jenkau, in den Tschinschwitzer Bergen), im Dünnschliff erweist sich der Biotit oft als „Querbiotit". Nach ihren Hauptkomponenten wären diese Gesteine als Quarz-Feldspatwacken zu bezeichnen.

Im großen Steinbruch von Jenkau sind auch stellenweise kalkführende Grauwacken von mindestens 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen, die z. T. schiefrig, z. T. etwas massiger und dann mehr quarzitisch sind. Kalkgehalt ist in dem blaugrauen Gestein nicht durchgehend vorhanden. Im Dünnschliff erkennt man in einem sehr feinkörnigen Gemenge vor allem Quarz und Biotitflasern; hinzutreten Chloritschüppchen und Körnchen von Erz, das sich makroskopisch als Pyrit erweist. Serizitschüppchen sind selten eingestreut, Feldspat tritt völlig zurück. Besonders schön sind hier frische, quer zu „s" entwickelte Biotite zu sehen.

β) Tonschiefer und phyllitische Schiefer

Die Grauwackenschiefer gehen häufig in Tonschiefer oder mehr phyllitische Schiefer, stellenweise sogar in Quarzit über. Typische Phyllite sind nur seltener anzutreffen. Schon die Grauwackenschiefer weisen meist feine phyllitische Häute auf, durch die manchmal eine Bänderung des Gesteins hervorgerufen wird. Tritt der Quarz stärker hervor, so entstehen Quarzphyllite, ist ein Karbonatgehalt vorhanden, so sind es kalkige Phyllite, wie sie z. B. bei Jenkau im Übergang aus Grauwackenschiefern gefunden werden. Die Schiefer bestehen ganz allgemein aus Quarz, Biotitflasern, Chlorit und wenig Serizit. Sie sind häufig von dunklem, kohligem Pigment oder Resten ursprünglicher toniger Substanz durchstäubt. Im frischen Bruch sind sie dunkelblaugrau, oft schwarz oder grau. Die Korngröße in einem phyllitischen Tonschiefer bei Tschinschwitz z. B. beträgt 0,02—0,04 mm und weniger. Biotitblättchen darin haben größte Durchmesser von 0,04—0,1 mm. Infolge der Feinheit des Materials reagierten diese Gesteine außerordentlich gut auf Schieferung und Schubklüftung erzeugende Scherbewegungen, was man besonders gut bei Weidenwerder beobachten kann. An verschiedenen Stellen (so z. B. östlich Weidenwerder, am Hirtenberg) findet man auch wenig mächtige, oft ganz helle Serizitphyllite, die außerordentlich stark geschiefert und zerklüftet sind, so daß beinahe „faserig" erscheinende Gesteine entstehen. Im übrigen begegnet man allen Übergängen vom Tonschiefer zu Phyllit.

γ) Das Alter der Grauwacken

Für die Grauwackenschiefer war zuletzt algonkisches Alter vermutet worden, von E. Bederke (1934) und von M. Schwarzbach (1936). Durch die neueren Breslauer Untersuchungen konnte nunmehr ein ordovizisches Alter festgestellt werden. Verfolgt man das Profil entlang dem Tale der Weidelache zwischen Bersdorf und Weidenwerder (früher Skohl), so bemerkt man bereits südöstlich Schloß Lobris, daß die ordovizischen quarzitischen Schiefer allmählich in feldspatführende Grauwacken mit ausgeschmierten Tongallen übergehen. Das gleiche

ist der Fall östlich der Mittelmühle bei Lobris, wo wiederum Grauwacken mit quarzitischen Schiefern wechsellagern. Wo also die Grenze zwischen den zwei zunächst als verschieden alt angenommenen Einheiten hätte liegen müssen, ist in Wirklichkeit ein allmählicher Übergang zu beobachten. In dieser Zone erscheinen jene bereits genannten gebänderten („getigerten"), feinquarzitischen Gesteine wieder, diesmal nur etwas gröber und nur in Lesesteinen. Sie führen hier bemerkenswerterweise einzelne, meist etwa 5 mm große Gerölle eines dunklen, feinkörnigen Quarzits. Diese Geröllaufnahme leitete anscheinend die Bildung eines Konglomerates ein, das in zahlreichen Lesesteinen ebenfalls an dieser Stelle gefunden werden konnte. Seine Mächtigkeit dürfte nur gering sein. Es besteht aus Geröllen von hellem und dunklem Quarz und von sehr feinkörnigem Quarzit, wie er aus diesem Gebiet sonst nicht bekannt ist. Infolge der kräftigen Schieferung sind die Quarze (mikroskopisch) sämtlich zerbrochen und z. T. ähnlich wie die Quarzitgerölle in der Schieferung ausgezogen. Auffällig ist das Fehlen von Feldspat (in fünf Schliffen konnte nur ein kleines Bruchstück gefunden werden). Abgesehen davon aber ist das Lobriser Konglomerat dem sog. Baumgartener Quarzit von Bl. Freiburg außerordentlich ähnlich, der nach den im Gange befindlichen Untersuchungen von Herrn H. Murawski als Äquivalent des Kuttenberg-Quarzits angesehen wird. Dieser gilt bekanntlich als Leithorizont des unteren Ordoviziums im Bober-Katzbach-Gebirge. Es wäre möglich, daß auch das Lobriser Quarzitkonglomerat mit dem Baumgartener Quarzit altersgleich wäre. Da dies aber nicht sicher nachgewiesen werden kann, soll hier nur das allgemein ordovizische Alter festgestellt werden, zugleich damit die Tatsache, daß die Grauwackenschiefer des subsudetischen Gebirges, auch „Jenkauer Schiefer" genannt, nur eine besondere Fazies dieses Ordoviziums sind. Ob sie das Liegende der quarzitischen Schiefer darstellen, ließ sich nicht entscheiden, die Verhältnisse südöstlich Schloß Lobris lassen aber einen Übergang in horizontaler Richtung durchaus möglich erscheinen.

c) Beziehungen zum Bober-Katzbach-Gebirge

Die subsudetischen Grauwacken entsprechen petrographisch vollkommen den Grauwacken des westlichen Bober-Katzbach-Gebirges (vor allem auf Bl. Greiffenberg und Bl. Liebenthal), die M. Schwarzbach (1936) auch mit den „Jenkauer Schiefern" verglichen und als algonkisch angesehen hat, wogegen G. Berg (1936) entsprechende Gesteine für Ordovizium angesprochen hatte. Neuerdings hat sich K. Pietzsch (1938), von der Lausitz ausgehend, wieder für ein algonkisches Alter eines Teils der Grauwacken eingesetzt. Nach den im subsudetischen Schiefergebirge getroffenen Feststellungen dürfte aber Berg durchaus recht behalten, und die Grauwacken des westlichen Bober-Katzbach-Gebirges dürften als ordovizisch anzusehen sein. Jedenfalls haben sie petrographisch mit den algonkischen Altenberger Schiefern des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges nichts gemeinsam, wogegen ihre petrographische Übereinstimmung — auch im Dünnschliff — mit den subsudetischen Grauwacken ganz auffallend ist (z. B. südlich Welkersdorf oder bei Ober-Schmottseifen, Bl. Liebenthal bzw. Greiffenberg). Auftreten von Schachbrett-Albit ist beiden gemeinsam, obgleich dies allein für sich betrachtet kein Alterskriterium ist.

c) Gotlandium

α) Kieselschiefer

Die Schieferfolge des subsudetischen Schiefergebirges schließt nach oben mit Kieselschiefern ab. Bei Lobris (Bl. Jauer), am Hang östlich der Niedermühle, findet man sie in reicher Anzahl als Lesesteine in einem nach Osten ziehenden Streifen. Von hier sind sie wohl auch in den südlich anschließenden Zug diluvialer Kiese gelangt, der südlich Profen und nördlich von Bersdorf besonders mächtig entwickelt ist. Sie sind hier anstehend nicht aufgeschlossen. Es handelt sich um dichte, schwarze Gesteine mit ausgesprochener Schichtung. Meist sind sie kräftig bis zu enger Isoklinalfaltung gefaltet. Sie entsprechen äußerlich ganz den sonstigen Kieselschiefern des schlesischen Gotlandiums. Weiter nördlich kann man die Kieselschiefer auch im Anstehenden beobachten, wenn sie auch da nicht leicht zu finden sind, und zwar in zwei kleinen Aufschlüssen am Talhang südöstlich des Schlosses Lobris. Hier stehen sie bemerkenswerterweise im Verbande mit Diabas, worauf noch zurückgekommen wird. In teils massiger, teils plattiger Ausbildung trifft man dieselben Gesteine noch einmal in einem kleinen Aufschluß zwischen Lobris und Merzdorf bei Höhe 217,2. Sie sind hier nicht im Verbande mit dem Nebengestein aufgeschlossen. Dieses Kieselschiefervorkommen reicht anscheinend bis zur oberen Waldecke östlich der Mittelmühle, wo zahlreiche große Lesesteine von Kieselschiefer neben Lesesteinen von Diabas gefunden werden, was darauf hindeutet, daß sich auch hier Kieselschiefer im Verband mit Diabas befindet. Nach einer älteren Angabe hat auch eine Brunnenbohrung für die Lobris-Merzdorf-Dittersdorfer Verbandsschule bis 42 m schwarze Kieselschiefer durchsunken. Tatsächlich sind in der Umgebung dieser Schule entsprechende Lesesteine zu finden. Allerdings dürfte die Mächtigkeit der Kieselschiefer kaum 42 m betragen. Östlich von hier trifft man am Nordhang des Domsberges mitunter auf Lesesteine von Kieselschiefer; ob sie jedoch auch im Untergrunde anstehen, läßt sich nicht feststellen, da hier das Diluvium zu mächtig ist. Im ganzen gesehen, handelt es sich bei den genannten Vorkommen um drei schmale, wahrscheinlich muldenförmige Züge, die in ostsüdöstlicher Richtung streichen und durch Aufsattelungen ordovizischer Schiefer getrennt sind. Die beiden Vorkommen nordöstlich Lobris bzw. Dittersdorf wird man dabei zu einem Zuge verbinden können. U. d. M. erweisen sich die Kieselschiefer bei Lobris als ein äußerst feinkörniges Gewebe von Quarzkörnchen und fein verteilten Kohlenstoffteilchen in dicht aufeinander folgenden Lagen. Innerhalb der kohlenstoffreichen Streifen haben die Quarzkörnchen Durchmesser von 0,02—0,04 mm, die dazwischen liegenden Lagen solche von 0,07 mm. Die ausgesprochene Zeilenstruktur und die starke Fältelung der Quarzäderchen, die quer zu „s“ durchsetzen oder in „s“ selbst liegen, deuten auf eine kräftige Durchbewegung hin. Die Quarzäderchen sind je dünner um so mehr gefältelt, ihre teilweise Einbeziehung in die „s“-Flächen deutlich zu beobachten. Irgendwelche, etwa einmal vorhandene organische Reste sind nach diesem Prozeß mechanischer Durchbewegung und Umkristallisation natürlich nicht mehr zu erwarten. Im Sinne von K. H. Scheumann würde man diese Kieselschiefer als „Metakieselschiefer“ bezeichnen können.

Die Altersbestimmung der Kieselschiefer als obersilurisch (gotlandisch) stützt sich auf ihre stratigraphische Stellung, ihre Lage über den ordovizischen Schiefern (unter diesen sind keine Kieselschiefer bekannt). Auf

einen petrographischen Vergleich wurde verzichtet, da, wie sich zeigte, der petrographische Vergleich von Kieselschiefern zum Zwecke von Altersbestimmungen im Gegensatz zu einer teilweise vertretenen Ansicht (Dahlgrün, Fischer [1934] u. a.) nicht als verläßliches Kriterium angesehen werden kann (Fabian 1938).

Wie bereits erwähnt, steht das Kieselschiefervorkommen bei Lobris teilweise in Wechsellagerung mit Diabas. Dies ist recht bemerkenswert, weil ein gleicher Fall — obgleich sonst, z. B. in Böhmen, recht häufig — im Bober-Katzbach-Gebirge bisher noch nicht angetroffen wurde (Schwarzbach 1938, S. 69). Dort grenzen lediglich Kieselschiefer an verschiedenen Stellen an Diabas (siehe z. B. Bl. Bolkenhain!), von dem angenommen wird, daß er älter sei. Bei Lobris handelt es sich jedoch um einen gotlandischen Diabas. Bemerkenswert ist auch die enge Verknüpfung von Amphibolit und Graphitquarzit bei Domanze und Schönfeld oder den Ritterbergen bei Striegau, also im Kontaktbereich des Striegauer Granits.

Der südöstlich Lobris anstehende Diabas bzw. Grünschiefer mit den Kieselschiefern bildet eine nach O geöffnete Mulde, deren Liegendes von den Schiefern des Ordoviziums gebildet wird. Die Kieselschiefer liegen zwischen dem Diabas. Davon überzeugt man sich am südlichen Hang eines nach O verlaufenden Tälchens. Hier folgt in einem kleinen Aufschluß auf dunklen, plattigen Kieselschiefer zunächst eine schmale Schicht sandiger, braunfleckiger Schiefer, über dem mit einer schmalen lettigen Basisschicht[2]) massiger Diabas liegt. Anscheinend liegt auch unter dem Kieselschiefer Diabas. In einem höheren Niveau, etwas weiter nach S zu, folgt nochmals ein kieseliger dunkler Schiefer bis Kieselschiefer.

β) Diabase

Lobris. Der Diabas, der südöstlich von Lobris im Verbande mit Kieselschiefer steht, bildet einen Teil des östlichen Talhanges der Weidelache. Der Diabas ist relativ grobkörnig, ziemlich massig, doch geht er auch in Grünschiefer über. Das mikroskopische Bild des Gesteins zeigt eine Vorherrschaft von nach Augit entstandener Hornblende (Uralit), der gegenüber der Kalknatronfeldspat stark zurücktritt. Die Hornblende ist durch das ganze Dünnschliffbild gleichmäßig verteilt, meist in Büscheln, oft auch pinselartig an den Endflächen der ehemaligen Augite aufsitzend. Kräftige Kataklase hat Fetzen abgerissen, der ursprüngliche anorthitarme Plagioklas ist saussuritisiert. Wenig Chlorit, Apatit und Erz sowie Leukoxen sind als Akzessorien vorhanden. Das gotlandische Alter dieses Diabases wurde bereits erwähnt.

Jenkau. Das Vorkommen eines dem Lobriser petrographisch entsprechenden, in seinem Alter wahrscheinlich gleichen, ebenfalls verhältnismäßig grobkörnigen Diabases läßt sich auch im großen Steinbruch beim Dorfe Jenkau innerhalb der dortigen Grauwackenschiefer nachweisen. Der Augit ist hier ebenfalls uralitisiert, als Feldspat tritt ein nach dem Karlsbader und Albit-Gesetz verzwillingter saussuritisierter Plagioklas auf. Chlorit, Zoisit- und Zirkonkörnchen, sowie reichlich Leukoxen werden noch gefunden. Eine noch nicht vollständige Einregelung der Gemengteile in „s" ist neben kräftiger Kataklase bemerkenswert.

2) Diese dürfte kaum tektonisch bedingt sein.

Weitere Vorkommen. In Lesesteinen ist ein Vorkommen eines ziemlich verwitterten, äußerlich fast gabbroid erscheinenden Diabases auf den Feldern südöstlich Grändorf innerhalb der Grauwackenschiefer festzustellen gewesen, ein ähnliches auf dem Galgenberg östlich Grändorf, wo ein Diabas mit umgekehrt ophitischer Struktur (Plagioklas als Zwickelfüllung) ebenfalls in Grauwackenschiefern vorkommt. Als letztes ist möglicherweise noch hierher zu stellen der schon durch von zur Mühlen erwähnte Amphibolit von Gr. Wandriss, über dessen Verband gleichfalls nichts bekannt ist, da man nur Lesesteine kennt. Alle diese Diabase könnten wohl das gleiche, nämlich (ordovizische oder) gotlandische Alter haben.

d) Die Kontaktzone des Striegau-Zobtener Granitmassivs

Bei der Intrusion des Granits von Striegau-Zobten sind die subsudetischen Schiefer einer Kontaktmetamorphose unterworfen worden. Die Gesteine der nicht sehr breiten Kontaktzone — dies deutet darauf hin, daß der Kontakt des Massivs selbst ziemlich steil einfällt — sind durch von zur Mühlen eingehender beschrieben worden. Es handelt sich um Fleckschiefer, Knotenschiefer, Glimmerschiefer und Glimmerhornfelse (mit Biotit), um Graphitquarzite und Amphibolite. Infolge der Metamorphose ist es natürlich schwierig, über die Herkunft und das Alter der Schiefer und Hornfelse etwas Genaueres auszusagen. Wahrscheinlich sind auch hier nur Ordovizium und Gotlandium vertreten. Nur einige der Amphibolite (Diabase) der Kontaktzone gehören vielleicht dem Kambrium an. Der Aufbiegung am Kontakt entsprechend müßten, von Störungen abgesehen, im inneren Kontakthof die älteren Gesteine, nach dem äußeren Kontakthof zu die jüngeren Gesteine zu liegen kommen. Dem entspricht das tatsächliche Bild aber nicht immer. So liegen sehr oft die Graphitquarzite ziemlich nahe am Kontakt. Die Hornfelse, die mit ihnen im Verbande stehen, sind demnach, soweit sie sich im Liegenden befinden, umgewandelte ordovizische Schiefer. Bemerkenswert ist die gelegentliche deutliche Verknüpfung von Graphitquarziten mit Amphiboliten, wie sie im nichtmetamorphen Zustand dem Verband von Diabas und Kieselschiefer bei Lobris entsprechen dürfte. So liegen die Verhältnisse z. B. bei Schönfeld und bei Domanze. Hier bildet z. B. am Hohenbrückenberg das Liegende einer mit 25—30° nach NO einfallenden Gesteinsfolge Amphibolit (z. T. Amphibolitschiefer), auf den Graphitquarzite folgen (mindestens 0,5 m mächtig). Im Gegensatz zu Lobris folgt bei Domanze aber im Hangenden noch ein z. T. geschieferter Glimmer-Hornfels mit Amphibolitlagern. Ein Teil der Diabas-Amphibolite der Kontaktzone dürfte also silurisches Alter haben. Das Alter der Zobten-Amphibolite ist bisher noch nicht geklärt, es könnte ebenso kambrisch wie silurisch sein. Sicher ist vorerst nur das höhere Alter des Amphibolits gegenüber dem Gabbro der Zobtengruppe, wie sich aus den Verhältnissen am Kuhnauer Berg ergibt, wo Gabbro-Apophysen den Amphibolit durchsetzen.

An dieser Stelle mögen auch einige Einzelheiten aufgeführt werden, die als Abweichungen von der von zur Mühlenschen Beschreibung festgestellt wurden.

Auf Bl. Mörschelwitz verzeichnet von zur Mühlen am Dorfausgang von Marxdorf Grünschiefer, deren Zusammensetzung er angibt. Ich konnte dort

nur Glimmerhornfelse, z. T. stark geschiefert, feststellen (Schieferung 60° F. 55° SO, Streckung 60°, horiz.-NO fallend). Im übrigen wäre auch die Bezeichnung „Grünschiefer" unrichtig, es würde sich nach der in den Erläuterungen gegebenen Beschreibung um Amphibolite handeln. Möglicherweise waren früher einmal kleine Lager oder Linsen dieses Gesteins aufgeschlossen. Die westlich Rogau—Rosenau an den Steinbergen (dasselbe Bl.) vorkommenden Gesteine sind Amphibolite (als Lesesteine zahlreich!) und südlich davon Glimmerhornfelse. Letztere stehen dort auch an (Schieferung söhlig, Streckung 30°, horiz.-NO fallend). Es ist weiterhin hier wohl der Ort, einmal die wiederholte Angabe von zur Mühlens richtig zu stellen, wonach am Wege Zobten (Galgenberg) — Ströbel in einem kleinen Aufschluß ein „serizitschieferähnliches Gestein" vorkommen soll, das er zu seinen „Paläozoischen Gesteinen z. T. geschiefert" stellt. Auch in der Arbeit über das „vorsudetische Schiefergebirge" ist dieses Vorkommen erwähnt (1926 b, S. 237, „eine Quarz-Feldspatschieferscholle zwischen Galgenberg und Ströbel"). Ebenso beschreibt schon S. Lopianowski (1922, S. 77) diesen Aufschluß. Er zeigt „unter 65° gestrecktem Granit ein sehr stark geschiefertes helles Gestein, das 60° streicht und mit 70° nach SO fällt. . . . „Unter dem Mikroskop erkennt man ein stark zerdrücktes, sehr quarzreiches Gestein, das vereinzelte Partien von feinblättrigem Serizit enthält."

Es handelt sich bei diesem Gestein, wie aus einer Untersuchung sofort hervorgeht, eindeutig um einen Granitultramylonit[3]), also nicht um eine Scholle im Granit. Die intensive Mylonitisierung selbst ist jünger als die Gangbildung. Für gewisse Fragen ist diese Feststellung von Bedeutung. Um einen Mylonit handelt es sich auch bei einem granitischen Gestein des Raabenberges[4]); auch der Quarzit des alten Steinbruchs unter dem „Belvedere" ist wahrscheinlich kein Sedimentärquarzit, sondern durch zunehmende Mylonitisierung eines sehr sauren magmatischen Gesteins entstanden. Offenbar ist dieses Gestein ein Porphyroid. von zur Mühlen (Erl. zu Bl. Ingramsdorf) vermutete bereits für einen „bräunlich-weißen Schiefer" vom Abhang des Raabenberges als Ursprungsgestein u. U. einen Kalikeratophyr oder Porphyr.

Südlich des Granitmassivs treten nur bei Striegau am Fuchsberg und an den Ritterbergen Gesteine der Kontaktzone aus dem Diluvium heraus. Am nächsten am Kontakt sind es Hornfelse und vor allem Graphitquarzite, die bei Punkt 251 (südlich Gräben) ein O—W-Streichen haben und mit 45° nach S einfallen. Sie entsprechen den Graphitquarziten des nördlichen Kontakthofs, z. B. am Järischauer Berg. Der südlich anschließende flachere Hügelzug besteht aus Grünschiefern (in Amphibolite übergehend), die man in zahlreichen Lesesteinen findet. Nur wenig südwestlich von hier streichen im Bachbett des Schwarzbaches nur noch schwach metamorphe Fleckschiefer aus, die denen vom Ostausgang von Järischau gleichen und den Schiefern des Sanderwaldes entsprechen, die wir ins Ordovizium stellen. Sie streichen gleich-

3) Durch Herrn Prof. Dr. E. Bederke wurde hierauf schon mehrfach hingewiesen, der Sachverhalt in der Literatur jedoch noch nicht berichtigt.

4) Bei „P" südlich von Raaben! Hier auch ein Vorkommen von schwach verkiestem Amphibolit.

falls O—W und fallen nach S ein. Die Graphitquarzite dürften den gotlandischen Kieselschiefern hier ebenso wie am nördlichen Kontakt entsprechen. Da im Hangenden der Graphitquarzite Grünschiefer und ältere Tonschiefer folgen, so muß hier eine überkippte Lagerung vorliegen (oder es müssen letztere auf die Graphitquarzite überschoben sein).

II. Tektonische Beobachtungen

a) Die Schieferung und ihr Verhältnis zur Schichtung

Die Gesteine des subsudetischen Schiefergebirges sind, wie schon der Name besagt, durch eine ausgeprägte Schieferung gekennzeichnet, deren Ausbildung natürlich von dem Gesteinsmaterial, d. h. insbesondere von der Korngröße abhängig ist, so daß die Schieferungsflächen in den Grauwacken z. B. weiter auseinander liegen als in den Tonschiefern und Phylliten. Die Schieferung fällt im allgemeinen ziemlich flach (20—25°) ein, und zwar im Bereich von Bl. Kuhnern und Jauer entweder nach SW oder NO. Es entsteht dadurch der Eindruck einer verhältnismäßig ruhigen, gleichmäßigen Lagerung. Bei genauer Beobachtung erkennt man jedoch in einzelnen größeren Aufschlüssen, daß dieser einfache Bau stellenweise nur scheinbar ist. In Wirklichkeit ist hier mitunter eine recht intensive Faltung vorhanden. Im allgemeinen lassen nur zuweilen phyllitische Häute innerhalb der Grauwacken, dunklere Streifen oder Bänderung des Gesteins infolge Materialwechsels die ursprüngliche Schichtung und damit Faltung erkennen, so daß diese leicht übersehen werden kann. Nicht selten — man erkennt dies z. B. bei Jenkau, Lobris und anderen Punkten — hat diese Faltung zur Ausbildung liegender Falten geführt, wie auch H. Cloos (1920) eine abbildet (s. auch W. Bracht, 1926). Dies deutet also darauf hin, daß eine intensivere horizontale Durchbewegung stattgefunden hat, und aus den Verbandsverhältnissen der ordovizischen Schiefer mit dem Gneis von Gr. Wandriss (s. unten) geht sogar darüber hinaus hervor, daß hier kräftige Abscherungstektonik vorliegt (von welcher wohl — vielleicht in Ausarbeitung einer ordovizischen Diskordanz — flachere ältere Aufragungen überfahren wurden). Sehr oft handelt es sich sonst um ± isoklinale Falten. Die Lage der Schieferung entspricht dabei im allgemeinen der Lage der Schichtung, so daß sie letztere nur in den Faltenscheiteln schneidet. Solche Fälle sind z. B. im großen Steinbruch von Jenkau, bei Weidenwerder, östlich Mertschütz oder südlich und östlich von Lobris gut zu beobachten. Auf manche Strecken hin ist nun wiederum eine so intensive Faltung nicht zu erkennen. In diesen Fällen handelt es sich wohl mehr um schwache Verbiegungen. Daß dabei auch die Schieferung ihrer Lage nach der Schichtung entspricht, kann man durch zwischengelagerte Tonschiefer in Grauwacken u. a. leicht nachweisen. Wenn also von früheren Bearbeitern des Gebietes (z. B. W. Bracht 1926) ein durchgehend isoklinaler Faltenbau angenommen wurde, so trifft diese Annahme nicht in ganzem Maße zu. Es muß ferner bemerkt werden, daß das Streichen und Einfallen der Schieferung zwar im allgemeinen auf längere Strecken hin gleich bleibt, daß es aber auch häufige Abweichungen von dieser Regelmäßigkeit gibt, wie sie besonders häufig am Pitschenberg vorkommen, aber auch am Domsberg, bei Lobris u. a. Orten, wo stellenweise ein ganz verschiedenes Streichen und Einfallen der Schieferung gemessen werden kann.

b) Die Schubklüftung

Neben dieser wechselnden Hauptschieferung ist im Schiefergebiet eine zweite Schieferung ausgebildet, die als Schubklüftung im Sinne von H. Scholtz zu bezeichnen ist (= „fracture cleavage" nach C. K. Leith [1923], = „false cleavage" nach T. N. Dale [1899]). Die Richtung der Schubklüftung ist viel mehr konstant als die Schieferung, was sich ja auch im Zusammenhang damit für die Striemung ergibt. Die Scherflächennatur der Schubklüftung kommt im Dünnschliffbild z. B. eines Tonschiefers von Weidenwerder sehr gut zum Ausdruck. Die Scherbewegung hat hier viele kleine Schleppungen der in der Schieferung liegenden Glimmerblättchen an den Scherflächen der Schubklüftung erzeugt. Die Hauptschieferung erscheint dadurch zwischen den Flächen gestaucht, und es entsteht so eine feine Fältelung. Es ergibt sich daraus, daß hier die Schubklüftung jünger ist als die Hauptschieferung. Die Verbreitung der Schubklüftung ist nicht so allgemein wie die der Schieferung, sie tritt vielmehr — wie auch schon H. Scholtz und ferner E. Cloos und R. Balk erwähnen — zonar auf, kann hier sehr intensiv und engscharig sein, dort in weiteren Abständen als eine Klüftung erscheinen oder auch ganz fehlen. Die Anlage der Scherflächen kann so engscharig werden, daß dadurch das Gestein ein „faseriges" Aussehen erhält, wie z. B. östlich Weidenwerder die Serizitschiefer am Hirtenberge oder die Schiefer an der tektonischen Nordgrenze des Gr. Wandrisser Gneises. So findet man z. B. auch bei Dromsdorf eine steil stehende Schubklüftung, deren Flächen nur 1 mm Abstand haben, ähnlich den Grünschiefern des Buhnberges oder den Schiefern bei Weidenwerder. Dort fällt die Schubklüftung, die zur Streckung 130° F. 10° gehört, nach SW mit 50° ein. Außer ihr aber sind die normalen, 55° streichenden Q-Klüfte als weite Schubklüftung ausgebildet, so daß hier außer der Hauptschieferung zwei „Schubklüftungen" vorhanden sind. Der Abstand der Scherflächen, wie die Ausbildung der Schubklüftung überhaupt, hängt natürlich wie bei der Schieferung weitgehend vom Gesteinsmaterial ab. Besonders intensiv tritt die Schubklüftung in zwei Zonen auf, die etwa N—S verlaufen, und zwar von Gr. Wandriss über Mertschütz nach Lobris und von Jenkau zum Domsberg.

c) Die „Striemung" (das „tektonische Streichen")

Die Striemung, oft auch als „lineare Streckung" oder „Runzelung" bezeichnet und beschrieben („tektonisches Streichen", W. Schmidt) tritt meist deutlich als Schnittelement der Hauptschieferung und der Schubklüftung hervor. Sie liegt als solche fast immer in der Richtung der Faltenachsen und ist daher als tektonisches Element von besonderer Bedeutung. Die Striemung ist indessen nicht immer beobachtbar. Es liegt dies an dem unregelmäßigen Auftreten der Schubklüftung einerseits, welche nur zonar besonders ausgeprägt erscheint, andererseits wieder an der Verschiedenheit des Gesteinsmaterials. Als Beispiel hierfür mögen die Grauwackenschiefer dienen, in denen sich die Striemung nur auf den dünnen phyllitischen Häuten erkennen läßt.

Im westlichen Teile des subsudetischen Schiefergebirges ist das tektonische Streichen im großen und ganzen nordwestlich—südöstlich gerichtet.

Im Durchschnitt streicht die Striemung 120° und fällt dabei nach SO, bisweilen aber auch nach NW ein, mit flachen Winkeln, die 15° nie überschreiten. Horizontale Lage ist jedoch nicht selten. (Beispiele für Lage der Striemung: Heidenberg bei Baritsch: 145°, Jenkau: 120° SO 5—10°, Leiper Berge: 135° SO 10°, Wiesenmühle, nördlich Lobris: 130° NW 15°).

Gegen O geht das Streichen allmählich in ostwestliches über; so streicht die Striemung bei Eisendorf in Serizitphylliten 100° (horizontal), am Domsberg 115° (horizontal), am Nordhang des Buhnberges 110° (— 100°). In der Nähe des Granitkontaktes südlich Forsthaus Kohlhöhe wurde ein Streichen von 100° gemessen, das bis zum Ostausgang von Järischau bereits in ostwestliches übergegangen ist. Diese Richtung findet man auch bei Domanze noch vor (wo anscheinend die Aufwölbung des Schieferdaches durch den Granit eine Rolle spielt), während schon westlich von hier am Raabenberge und am Pitschenberge, sowie nach einer Beobachtung von W. Bracht auch bei Viehau das tektonische Streichen bereits NO—SW ist. Auch nördlich des Zobten, bei Merzdorf und westlich Rosenau mißt man 60° bzw. 30°, nordöstlich vom Zobten, auf den Steiner Bergen, liegt das tektonische Streichen zwischen 40° und 60°.

Es macht sich also, gleich wie im sudetischen Anteil (östliches Bober-Katzbach-Gebirge), so auch im subsudetischen Gebiet ein allgemeines Abschwenken des Faltenbaues aus der NW—SO-Richtung in die NO—SW-Richtung in der Form eines nach N geöffneten Bogens bemerkbar, das bis zur „Schlesischen Nord—Süd-Zone" anhält. Hier zeigt sich die „Virgation" (H. Cloos 1922) der Sudeten („mittelsudetische Scharung", E. Bederke 1929) am ausgeprägtesten.

An einigen Punkten läßt sich noch eine zweite Striemung feststellen und messen. So bei Jenkau, wo stellenweise eine leichte Querfältelung zu beobachten ist, deren Achsen (= Striemung) 40—45° streichen und 15° nach SW fallen. In gleicher Weise zeigen die Kieselschiefer bei Punkt 217,2 östlich Lobris eine Querfaltung mit nordöstlich eintauchendem Achsengefälle. Wenig südwestlich ist am Dorfausgang von Lobris eine 50° streichende, 25° SW fallende Striemung zu messen. Endlich findet man auch bei Punkt 183,5 östlich Weidenwerder eine zweite Striemung: 60° Str., 25—30° SW F.

Wahrscheinlich ist diese zweite Striemung auf eine Stauung quer zu der Hauptfaltungsrichtung zurückzuführen. Man könnte dabei an einen Zusammenhang mit der „Querfaltung"[5]) (E. Bederke 1932, M. Schwarzbach 1936) denken, die z. B. im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge für das Eintauchen des Bolkenhainer Sattels verantwortlich gemacht wird. Jedenfalls fallen beide Erscheinungen nicht nur in eine Zone, sondern stimmen auch nach Richtung und Lage auffallend überein, so daß an einen Zusammenhang wohl gedacht werden könnte, dessen Auswirkungen jedoch nur noch sehr schwach gewesen sind. Zu der Frage des Alters (variszisch ?) dieser Quertektonik läßt sich naturgemäß hier überhaupt nichts sagen. Die genannte, stellenweise zu beobachtende leichte Querwellung ist es wohl, die von zur Mühlen als „schlecht erhaltene Wellenfurchen" „in der Schieferungsebene (!) bei Dobershöhe" angesehen hat (1926, S. 228 u. 282).

5) In dieser Zone auch z. T. Einfallen der Striemung nach W!

d) Vergenz des Faltenbaues

Bei NW—SO bzw. O—W streichenden Faltenachsen — von den östlichen Teilen des Schiefergebirges wird hier abgesehen — ist eine nördliche oder südliche Vergenz möglich. Bei einem Einfallen der Schieferung nach SW müßte man mit einem Bau nach SW eintauchender oder nach NO überkippter Falten rechnen. Alle Beobachtungen sprechen für eine NO-Vergenz, insbesondere der Bau der Falten selbst. Bisweilen sind die Faltenscheitel gegen NO zu eingedrückt. An anderen Stellen findet man Überschiebungen, meist geringen Ausmaßes, die nach NO gerichtet sind, z. B. östlich Weidenwerder (in der Nähe der Windmühle), Steinbruch östlich Weidenwerder, südlich Weidenwerder und bei Jenkau. Die beim Bau der Reichsautobahn nordwestlich von Gr. Wandriss beobachteten Verschuppungen von Gneis und Serizitphylliten deuteten auf eine mehr östliche Bewegungstendenz hin. Bewegungsflächen mit Rutschstreifen im Gneis bei Gr. Wandriss fallen wiederum hauptsächlich südwestlich ein. Im Gegensatz hierzu herrscht im Bober-Katzbach-Gebirge hauptsächlich S-Vergenz. Das stützt bis zu einem gewissen Grade die Anschauung, daß die sedimentäre Decke zwischen den beiden Massiven von Gr. Wandriss und dem des Riesen-Isergebirgsgneises im großen zu einer tektonischen Mulde geformt wurde, die im einzelnen allerdings wesentlich komplizierter ist. Auch hat im (heutigen) Vorland späterhin das Granitmassiv von Striegau-Zobten die sedimentäre Decke nicht nur kontaktmetamorph verändert, sondern auch aufgebogen. Infolge der Kontaktmetamorphose, welche sicherlich in gewissem Maße die auch sonst ohnehin meist undeutlich erkennbaren Anzeichen der Faltung ausgelöscht hat, und infolge der mangelnden Aufschlüsse außerhalb der Kontaktzone ist ein Faltenbau weder im gesamten Kontaktbereich des Striegauer Massivs vom Streitberg bis nach Domanze zu erkennen, noch auch bei den Grünschiefern des Pitschenberges. Hier wären Anhaltspunkte nur aus der Lage der Striemung zu gewinnen.

e) Klüftung

Außer Schieferung und Schubklüftung sind zwei Kluftsysteme immer deutlich ausgebildet. So wie im Granit unterscheidet man hier S-, d. h. Längsklüfte, die in der Richtung der Striemung streichen und die Richtung des geringsten Druckes wiedergeben, und die Q-, d. h. Querklüfte, die auf der ersten Richtung etwa normal stehen. Da die Striemung im Durchschnitt etwa 120° streicht, so ergibt sich für die Längsklüfte ein Streichen zwischen 110 und 125° (meistens in saigerer Stellung), für die Querklüfte, ebenfalls meist saiger stehend oder nach NW einfallend, ein solches zwischen 35 und 50°.

Von einem zweiten System von Diagonalklüften erscheint nur die nordsüdliche Komponente mit einem Streichen zwischen 170 und 15° und steilem Einfallen nach O bzw. W. Die O—W-Klüftung ist hier nicht ausgebildet; wie noch gezeigt wird, ist sie auch im Gneismassiv nur selten vorhanden (bemerkenswert ist übrigens, daß auch der Granit bei Striegau, am Streitberg, eine Klüftung von 15, 35 und 140° zeigt, die allerdings wenig deutlich ist). Der NW—SO streichende Quarzgang bei Järischau unmittelbar am Granitkontakt ist von einer 10° streichenden engscharigen (Kluftabstände 3—5 cm) saigeren Klüftung zerschnitten, die man auch beim Fried-

hof von Järischau im Kalksilikathornfels neben einer 120° streichenden wiederfindet.

Entsprechend der anderen Lage der Striemung ist auch die Art und Lage der Klüftung im Gebiete des Pitschenberges eine andere. Hier ist das Streichen der Längsklüftung 50—65° mit nordwestlichem oder südöstlichem Einfallen und das der Querklüftung 140—160°. Ein zweites System von N—S bzw. O—W streichenden Klüften tritt gegen das Hauptsystem zurück. Werte schwanken hier ebenso wie die Striemung jedenfalls infolge einer ungleichmäßigen Faltung um ein weniges.

C. Der Gneis von Gr. Wandriss

I. Übersicht

Der unter den ordovizischen Grauwacken auftauchende Gneis von Gr. Wandriss bildet eine flache Kuppel, die sich morphologisch wenig aus den ruhig bewegten Landschaftsformen südöstlich von Liegnitz heraushebt. Bis auf wenige Aufschlüsse ist er überall von Diluvium bedeckt. Soweit man den Gneis oberflächlich verfolgen kann, beträgt die Ausdehnung des Massivs in westnordwestlicher Richtung etwa 5½ km (zwischen den äußersten Punkten, an denen Gneis unter der jüngeren Bedeckung festgestellt werden kann). Der größere Teil des Massivs wurde von O. Tietze auf Bl. Wahlstatt kartiert. Die Grenzen des Massivs liegen, soweit man sie also verfolgen kann, 300 m östlich Nikolstadt, im Norden etwa 800 m, im Süden ungefähr 300 m von diesem Ort entfernt. Bei Gr. Wandriss reicht der Gneis bis etwa 100 m nördlich des Dorfes bis zur Reichsautobahn, im Süden ungefähr 400 m, östlich zieht die Grenze in einer beiläufigen Entfernung von 450 m bei dem Vorwerk Augustenhof und von 150 m bei Würchwitz vorbei.

II. Beschreibung

Das Gestein von Gr. Wandriss ist ein Granitgneis. Er ist grobkörnig und führt große porphyrische Feldspäte. In tieferen Lagen der Aufschlüsse östlich von Gr. Wandriss ist das Gestein frisch. Es zeigt dort kein ausgesprochenes Parallelgefüge. Dies ändert sich erst nach oben zu, indem das Gestein hier eine deutliche Schieferung erhält. Die Feldspäte werden dabei von Biotitblättern umflossen, im Querbruch zeigt das Gestein „Gneistextur". Außerdem beobachtet man eine beginnende Zersetzung und Gelbfärbung des Gesteins. Auf Klüften ist im Nordteil des großen Steinbruches nordöstlich von Gr. Wandriss auch eine schwache Epidotisierung zu bemerken. Im Handstück erkennt man Quarz (blaue Quarze als makroskopische Anzeichen von Kataklase), große porphyrische Feldspäte mit Durchmessern bis zu 3 bzw. 5 cm, Biotit, mitunter Muskovit und stellenweise eine Imprägnierung mit deutlichen Kriställchen von Pyrit. Dieser dürfte auf die reichlich pyritführenden Quarzgänge zurückzuführen sein, welche den Gneis durchsetzen.

U. d. M. werden die Beobachtungen bestätigt und erweitert. Die Gemengteile des normalerweise hypidiomorphkörnig entwickelten Gesteins sind in der Hauptsache zwei Feldspäte, Quarz und Biotit.

a) Der Kalifeldspat bildet den Hauptgemengteil. Es ist vorwiegend Mikroklin, dessen Gitterlamellierung im allgemeinen gut entwickelt ist. Beinahe durchwegs handelt es sich um Perthit. Sehr oft ist er nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, wobei dann oft nur eine Hälfte des Zwillings die charakteristische Mikroklingitterung zeigt.

b) Der auftretende Plagioklas ist im allgemeinen ein Oligoklas mit etwa 20—25% An, der meist nach dem Albitgesetz verzwillingt ist. Der Oligoklas kommt sowohl als selbständiger Gemengteil sowie als Einschluß in Kalifeldspat vor. Albitreichere Glieder der Plagioklasreihe kommen gleichfalls vor, in einem Schliff (W 6) wurde auch ein einzelnes Individuum von Schachbrettalbit gefunden. Die Plagioklase sind meist „gefüllt", wobei die Fülle augenscheinlich aus feinen Serizitflitterchen besteht. Auch die Einschlüsse von Plagioklasen in Mikroklin sind in gleicher Weise gefüllt. Die Fülle selbst befindet sich meist am dichtesten um den Kern der Feldspäte, erreicht aber auch deren Rand, über den sie jedoch normalerweise nicht hinausgreift. Die Erscheinung an sich entspricht ziemlich gut der gleichen z. B. bei Tauern-Feldspäten.

c) Der Biotit ist der einzige dunkle Gemengteil des Gesteins. Er ist deutlich pleochroitisch (pleochroitische Höfe um Zirkon). In mehreren Schliffen beobachtet man an ihm Entmischung und Bildung von Sagenitnädelchen. Er gehört zu den ältesten Ausscheidungen und ist vielfach zu Chlorit umgewandelt.

d) Quarz tritt als selbständiger Gemengteil oder als Einschluß im Kalifeldspat auf.

e) Als Übergemengteile werden beobachtet: Muskowit, Epidot, Pyrit und Ilmenit, ferner Granat, selten Zirkon und Apatitnädelchen.

Kataklase. Alle Schliffbilder lassen eine ± weitgehende Kataklase erkennen. Ihre Intensität wechselt und nimmt in den Zonen, die besonderen mechanischen Beanspruchungen ausgesetzt waren, natürlicherweise zu. Sie äußert sich schon makroskopisch in der Blaufärbung der Quarze. Diese sind es ja auch, die zuerst auf mechanische Beanspruchung reagieren. Die Quarze zeigen Sprünge, sind zerbrochen oder zerrieben, größere Körner zeigen auch Ansätze zur Ausbildung eines kranzförmigen Quarzmörtels. Optisch äußert sich dies in undulöser Auslöschung, die aber nur die Quarze zeigen, welche nicht bereits rekristallisiert sind. Der nächste Schritt ist die Verbiegung der Lamellen bei den Plagioklasen; oft sind diese auch zerbrochen und die einzelnen Teile gegeneinander verschoben. Beachtenswert ist schließlich die intensive Bildung von Muskovitflitterchen, die über die Plagioklase hinaus im ganzen Gestein verteilt werden oder sich in Streifen besonders anhäufen; dies geschieht meist unter völliger Zerstörung der Idiomorphie der Feldspäte (s. o.). Der Biotit wird zunächst verbogen, dann zerfranst und endlich gänzlich auseinandergefetzt. Auch er zeigt wandernde Auslöschung. Allgemein macht sich eine feinkörnige Zerreibung der Bestandteile bemerkbar, die sich streifenförmig um gröbere Gemengteile, meist die widerstandsfähigeren Kalifeldspäte, herumziehen können, so daß Anfänge von Augentextur erzeugt werden.

Rekristallisation. Neben der Kataklase und sie teilweise aufhebend erscheint eine Rekristallisation der Gesteinskomponenten. Sicher ist

die Rekristallisation am Quarz nachzuweisen, der teilweise neu gebildet ist und dann keine undulöse Auslöschung erkennen läßt. Auch verheilen durch die Kataklase hervorgerufene Sprünge. Desgleichen werden Plagioklase neu gebildet, während Biotitbildung hier seltener beobachtet wird. Dagegen ist es vielfach zu Muskovitbildung gekommen, besonders in den mechanisch mehr zerrütteten Teilen des Massivs, wo er sich wahrscheinlich aus der serizitischen Füllmasse der Plagioklase durch Sammelkristallisation gebildet hat. In einem Schliff (F 11) ist seine Kristallisation auf feinen Fugen zwischen den Gemengteilen oder auch innerhalb zerscherter Feldspäte gut zu beobachten, wo er sich in gleichorientierten Täfelchen angesiedelt hat. Überall, wo unversehrte Individuen innerhalb eines Haufwerks zerbrochener Bestandteile liegen, hat man es mit Rekristallisation zu tun.

III. Tektonische Beobachtungen

Besonders im östlichen Teile des Massivs von Gr. Wandriss ist eine zonare Schieferung vorhanden. Das Streichen wechselt entsprechend einem kuppelförmigen Bau, das Einfallen beträgt 5—25° und ist nach NO, O oder SO gerichtet. Von tieferen Teilen der Aufschlüsse nach dem Hangenden zu nimmt eine vorhandene Paralleltextur deutlich zu. Das Gestein zeigt alle Übergänge von einem normalen grobporphyrischen Granit zu einem Augengneis. Das lineare Element dieser Paralleltextur, die Streckung, hat ein Streichen von 100—145°, durchschnittlich 120° und fällt nach O bzw. gegen SO ein, im W beobachtete Bracht westliches Einfallen.

Aus einer größeren Anzahl von Messungen ergaben sich zwei Kluftsysteme. Das erste, der Streckung zugeordnete, ist als Q-Klüftung und S-Klüftung zu bezeichnen. Erstere streicht durchschnittlich 40° und fällt nach NW mit 60—90° ein, die andere streicht 140° mit wechselndem, steilem Einfallen nach NO bzw. SW. Das zweite Kluftpaar streicht zwischen 15° und 170°, im Durchschnitt der Messungen 5°, sowie 90°. Die N—S-Klüfte zeigen steiles Fallen nach W, die O—W-Klüfte, welche nur selten beobachtet werden, haben ein flacheres Fallen.

Den Q-Klüften folgen mitunter schmale, nicht mehr als 10 cm mächtige Gänge von Quarz, die bisweilen etwas Feldspat, reichlichen Pyrit, Brauneisen, nach älteren Angaben auch Strigowit führen.

Aplit- und Pegmatitgänge kommen nur vereinzelt vor. So fand ich lediglich einen Aplitgang an einer Baustelle der Reichsautobahn, einen weiteren nennt von zur Mühlen. Aplitgänge und Pegmatit nennt ferner W. Bracht aus dem jetzt völlig verwachsenen Steinbruch westlich der Chaussee bei Gr. Wandriss, von denen er angibt, daß ihre Kontakte im allgemeinen N—S verlaufen, aber im einzelnen unregelmäßig in die O—W-Richtung einschwenken. Aplitische Schlieren erwähnt auch H. Cloos.

In dem jetzt leider vollständig verwachsenen Steinbruch nördlich Gr. Wandriss und zwar westlich der Chaussee wurden seinerzeit von H. Cloos und auch von W. Bracht zahlreiche kleine Schollen beobachtet. Im östlich der Straße gelegenen Steinbruch kann man nur selten solche Einschlüsse des Granitdaches finden; es sind dünne, lorbeerblattartige Flatschen von (Kalksilikat- und) Granatglimmerschiefer, deren Lage dem Parallelgefüge entspricht.

Von einer Scholle, die von H. Cloos (1919) gesammelt wurde und sich im Geol. Inst. d. Univ. Breslau befindet, konnte ein Schliff angefertigt werden. Diese Scholle ist jedoch nicht quer zur Schieferung getroffen, was überhaupt sehr schwer ist, da es sich ja immer ⊥ um Flatschen handelt. U. d. M. beobachtet man ein Gemenge von Quarz, Mikroklin, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Serizit, dazu Granat und Apatit. Der Biotit enthält reichlich Nadeln von Sagenit. Auf Sprüngen ist Erz abgeschieden (z. T. Leukoxen).

Auch die Minerale der Scholle zeigen Spuren von Kataklase, die sich besonders in undulöser Auslöschung eines Teiles der Quarze äußert, andererseits von einsetzender Rekristallisation, deutlich an unversehrten Quarzen oder an Neubildung von Muskowit.

Eine andere kleine Scholle ist quer zur Schieferung geschliffen (F 43). Der umgebende Gneis zeigt eine Zusammensetzung aus Mikroklinperthit, Quarz, sauren Plagioklasen (gefüllt, mit häufig gebogenen Zwillingsstreifen), wenig Muskowit und Chlorit, der aus Biotit hervorgegangen ist. Biotit ist nur noch in Resten erhalten, akzessorisch Apatit und Zirkon. Der Biotit der Scholle ist frisch (mit pleochroitischen Höfen um Zirkonkörnchen) und vielfach als Querbiotit entwickelt.

Ferner sind Quarz, Muskowit, reichlich Epidot (Klinozoisit) und einzelne Erzkörnchen vorhanden. In einer weiteren Scholle (F 48) war der Mineralbestand Quarz, Biotit, Muskowit, Apatit, Granat, Zirkon und etwas albitisch verzwillingter Feldspat.

Es könnte wohl sein, daß das Dach die Schiefer des subsudetischen Gebirges gebildet haben. Bei einer Betrachtung der Grenzverhältnisse zwischen Gneis und Schiefern stellt man zunächst das Fehlen einer Kontaktzone fest. Schon von zur Mühlen nahm daher die Möglichkeit eines tektonischen Kontaktes zwischen Gneis und Schiefer an, und zwar zunächst nur eine Verwerfung im O des Massivs. Nur 300 m trennen hier den letzten Gneisaufschluß vom Schieferberg bei Gr. Wandriss, wo bereits nichtmetamorphe Schiefer anstehen. Der Gneis in diesem äußersten Aufschluß des Massivs ist fein zerschiefert und ausgewalzt (sowie oberflächlich verwittert) und fällt unter die Schiefer ein.

Der Schieferberg bei Gr. Wandriss

Von den Grauwackenschiefern des Schiefergebirges wurden zwei Stücke mikroskopisch untersucht.

U. d. M. (Schliff F 8) erkennt man ein Gemenge von Quarz- und Klinozoisitkörnchen. Die Quarze sind in der Richtung der Schieferung gestreckt und zeigen keine Spuren undulöser Auslöschung. Feldspäte sind nur ganz spärlich vertreten, man findet etwas albitischen Plagioklas. Biotit ist, meist gebleicht, in Resten anzutreffen. Neubildung wird nicht beobachtet. Der Klinozoisit bildet kleine Körnchen mit ganz schwachem Pleochroismus (gelblich) und anomalen Interferenzfarben. In einem anderen Schliff tritt der Klinozoisit in Streifen hervor, z. T. in gut ausgebildeten Individuen. Das Quarzpflaster erinnert an Hornfelsstruktur. Der Biotit ist hier wesentlich frischer.

Daß nicht nur an der Südostgrenze ein tektonischer Kontakt vorliegt, sondern wahrscheinlich auch an anderen Stellen des Massivs, zeigten außer häufigen Ruschel- und Scherzonen innerhalb des

Ostteiles des Massivs zwei Aufschlüsse nordöstlich von Nikolstadt, die durch den Bau der Reichsautobahn geschaffen wurden, jetzt aber wieder zugeschüttet sind. In dem einen zeigte der Gneis Spuren kräftiger tektonischer Bewegung und Auswalzung, zugleich Bleichung und Muskowitbildung. Der andere Aufschluß ließ den direkten Verband zwischen Gneis und feinschiefrigen, ziemlich verwitterten Serizitphylliten erkennen, die keinerlei Spuren von Kontaktmetamorphose aufwiesen. Die Schiefer waren hier mit dem Gneis verschuppt. Kleine Verwerfungen von Quarzgängen deuteten ebenfalls auf Bewegungen hin. Im W und S ist der Verband nirgends aufgeschlossen, aber man muß annehmen, daß er auch hier tektonisch ist.

Der sog. „Glimmerschieferkontakt" des Gneises von Gr. Wandriss

5 km westlich des letzten sicheren Vorkommens von Gneis findet man zwischen den Orten Schwarzrode und Mankelwitz (Bl. Wahlstatt) etwas höher metamorphe Gesteine. O. Tietze (1925) bezeichnete sie als „graphitgraue Schiefer mit Zwischenschichten eines weißen und rötlichen muskowit- und serizitführenden Quarzschiefers", von zur Mühlen als Graphitschiefer, Glimmerschiefer, Muskowitschiefer und Quarzite. Dies ist richtig, wobei vor allem die beiden ersten Typen vertreten sind. Die Schiefer waren bisher nur als Lesesteine bekannt, und daher war über ihre Lagerung nichts auszusagen. Unweit westlich der Straße Rosenau—Schwarzrode ließ sich aber in einem Weganschnitt auch Anstehendes auffinden, und zwar Glimmerschiefer mit stellenweise reichlicher Graphitführung. Schieferung: St. 120°, F. 30° SO; Striemung 120°, F. SO. Die sonst in Lesesteinen aufgefundenen Schiefer sind meist ziemlich verwittert und durch Eisenverbindungen intensiv rotbraun gefärbt. Der Mineralbestand ist folgender: Sehr viel Limonit, Quarz, Muskowit, Biotit, Chlorit und Zirkon, in Schliff F 39 Porphyroblasten von Staurolith und Biotit. Die Textur ist schiefrig (Fältelung kommt vor), häufig sind die gebleichten Biotite stark verbogen.

Wenn sich also auch gewisse Unterschiede gegenüber den anderen Schiefern nachweisen lassen, indem ein höherer Metamorphosengrad zweifellos vorliegt, so ist doch keine ausgesprochene Kontaktmetamorphose nachzuweisen.

Weitere Bemerkungen zur Tektonik. Die Lage der Schieferschollen im Gneis, die der Richtung der Streckung entspricht, und die Flaserung des Gesteins deuten darauf hin, daß ein gewisses primäres Parallelgefüge vorhanden war, daß also bei der Bildung des Massivs irgendwelche Spannungen noch wirksam gewesen sind. Dies würde das Massiv als einen spättektonischen Pluton kennzeichnen, der nur noch schwachem Druck ausgesetzt gewesen ist. Keinesfalls handelt es sich um ein haupttektonisches Massiv (E. Tröger 1930), da von einer primären Gneistextur im ganzen nicht die Rede sein kann. Mit Sicherheit läßt sich ein sekundäres Parallelgefüge feststellen, das einer Phase postkristalliner Deformation angehört, und hierher gehört wohl auch die Ausbildung der flaserigen Textur in den hangenden Massivteilen. Diese Phase postkristalliner Deformation ist augenscheinlich mit denselben Bewegungen identisch, die für den tektonischen Verband zwischen Gneis und Schieferdecke verantwortlich sind. In der Nähe

dieser Grenzfläche wurden zahlreiche Gleit- und Scherflächen angelegt. Dort lösten sich geschieferte Zonen deutlich voneinander ab, während in größerem Abstande von ihr eine Gleitung stattfand, die nicht so starken rupturellen Charakter trug. Sie spielte sich wesentlich in mikroskopischen Dimensionen ab und äußerte sich in Kataklase, Serizitbildung, Verbiegungen und „Verschmierungen" kleinster Trümmer. Die der Deformation folgende Rekristallisation vermochte diese Spuren nicht auszugleichen.

Nach der Vorstellung von H. Cloos unterteuft der Gneis von Gr. Wandriss in flacher Lagerung die Schiefer sowohl wie den jüngeren Granit. Dieser soll auf der Grenze beider Gesteine intrudiert sein und die Schiefer gegen NW zu von ihrer Gneis-Unterlage abgehoben haben. Diese Anschauung ist zwar rein hypothetisch und durch beobachtbare Tatsachen nicht zu stützen, doch hat sie viel Wahrscheinlichkeit für sich (s. auch von zur Mühlen 1926 a). Daß der Striegauer Granit, wie geäußert wurde, in einen Sattelkern intrudierte, ist aber nicht richtig, sondern das Massiv selbst war es erst, welches die Schieferdecke randlich aufbog, so daß sie jetzt vom Kontakt weg nach NO bzw. SW fällt. Über den Zeitpunkt dieser variszischen Intrusion lassen sich genaue Angaben noch immer nicht machen, doch dürfte sie im Oberkarbon erfolgt sein, wie dies für andere schlesische Granite gilt.

IV. Das Alter des Gneises

G. Gürich (1917) hielt den Gneis von Gr. Wandriss und den Granit von Striegau für etwa gleichalt und nahm an, „daß der Vergneisungsvorgang der Diatexis, also die Verflüssigung zu granitischem Magma, vorausging und daß der Endzustand des Gneises gleichzeitig eintrat mit der Erstarrung des Granits."

Ganz abgesehen von dieser Vorstellung über die Bildung des Gneises kann auch die von Gürich aus den Analysen gezogene Folgerung gleichen Alters nicht als Beweis gelten. Der Gneis von Gr. Wandriss ist z. B. kalireicher und weist einen höheren SiO_2-Gehalt auf.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Gestein	Fundort
1.	481	45,6	11,4	3,8	39,1	0,55	0,31	Granit-gneis	Gr. Wandriss
2.	373	40,0	16,6	9,5	33,8	0,43	0,35	Granit	Striegau

Schriften: von zur Mühlen 1926, S. 271. Tröger 1930.

Zudem ist ja auch die Struktur so verschieden, daß an eine unmittelbare Zusammengehörigkeit beider Granite kaum gedacht werden kann. Zwischen den Intrusionen dieser beiden Plutone liegt vielmehr ein größerer zeitlicher Abstand. Es wurde bereits angedeutet, daß der Gneis von Gr. Wandriss ein kaledonisches Massiv sein dürfte (im Gegensatz zu E. Tröger 1930,

welcher es als ein variskisches Massiv ansieht). Sein unmittelbares Alter ist allerdings nicht zu bestimmen, da Gerölle des Gneises in anderen Gesteinen bisher nicht gefunden worden sind und auch sonst sich Anhaltspunkte nicht ergeben haben. Sicherlich ist er aber dem Iser-Riesengebirgsgneis und den Gneisen des östlichen Riesengebirges zeitlich an die Seite zu stellen, die — soviel steht allerdings nur fest — vorkulmischen Alters sind, wie sich aus Gerölluntersuchungen im Kulm ergeben hat.

D. Bemerkungen zur geologischen Entwicklung des Schiefergebietes bis zur Gegenwart

1. Die Quarzgänge. Zahlreiche Quarz- und Quarzfeldspatgänge setzen im Schiefergebiet und im Gneis auf, die zum größten Teil auf den Granit von Striegau-Zobten zurückzuführen sind. Quarzgangbildung fand sowohl im Anschluß an die Bildung des Gneismassivs als auch an die des Striegau-Zobtener Granitmassivs statt. Die verschiedenaltrigen Gänge zu unterscheiden, ist sehr schwierig. Die im Gneis aufsetzenden und ihm offenbar zugeordneten Gänge streichen durchwegs NO—SW (zwischen 25 und 55°), wobei nur selten Abweichungen festgestellt werden konnten. Ihre Mächtigkeit ist gering, 0,05—0,15 m, nur an einer Stelle wurden größere Gänge beobachtet (Reichsautobahn): 3,50 m, 1,50 m, 0,40 m. Dieser Quarz erscheint ziemlich dicht, grau und führt viel Pyrit, mit dem vielfach auch das angrenzende Gestein imprägniert ist. Dagegen haben die großen jüngeren Gänge sämtlich, auch dort, wo sie in Gneis aufsetzen, ein einheitlich nordwestliches Streichen. Diese jüngeren Quarzgänge sind durch von zur Mühlen beschrieben worden. Sie häufen sich etwas in der Nähe des Gneismassivs. Hier setzt z. B. der 1 km lange Tentscheler Gang auf, die Gänge von Eisendorf, vom Steinberg bei Jahnsfeld, bei Merzdorf und am Hedwigstein südlich Gr. Wandriss. Aber auch in der weiteren Umgebung streichen zahlreiche Gänge aus: östlich Gr. Beckern (Bl. Kunitz), bei Koischwitz, ganz abgesehen von denen in der Nähe des Granitmassivs selbst, wie Järischau, „Weiße Kühe" am Zobten usw. Auffallend ist die große Mächtigkeit dieser Gänge. Der Quarz in ihnen ist milchigweiß, bisweilen zellig-drusig, die Hohlräume und Risse sind mit Brauneisenüberzügen versehen. Es sind durchwegs Quarzfeldspatgänge. Außer diesen Gängen findet man zahlreiche Quarzknauern und schmale Gänge in den Schiefern des ganzen Gebietes. Der auch hier mit ihnen vergesellschaftete Feldspat, wohl meist albitisch, ist vielfach kaolinisiert. Im Jenkauer Steinbruch wurde auch etwas Graphit vorgefunden. Da diese Gänge durch die Schieferung setzen, müssen sie als jünger angesehen werden als diese, und da der Gneis von Gr. Wandriss selbst geschiefert ist, müssen demnach diese Quarzgänge dem jüngeren Granit zugeschrieben werden. Dabei muß aber erwähnt werden, daß Gänge und Knauern doch gewissen Pressungen noch ausgesetzt waren. Auch die oben erwähnte Mylonitisierung des Granits östlich Ströbel oder jene am Raabenberge deutet ja darauf hin, daß noch spätere Bewegungen und Deformationen erfolgt sind.

2. In der Folgezeit fanden während des gesamten Zeitraums vom Perm bis zum Tertiär magmatische Vorgänge in der Vorlandscholle nicht statt, ein Gegensatz, der das Vorland von der Gebirgsscholle selbst deutlich ab-

hebt. Erst im Tertiär treten basaltische Magmen wieder zu beiden Seiten des Sudetenrandbruches aus, so im Schiefergebiet des Vorlandes z. B. bei Pohlwitz, am Steinberg, Spitzberg und Roten Berg bei Nikolstadt oder bei Liebenau. Durch den Sudetenrandbruch wurden auch die Schiefer des Vorlandes von denen des Bober-Katzbach-Gebirges getrennt. In seiner heutigen Ausprägung jungtertiären Alters ist der Randbruch doch bekanntermaßen eine älter angelegte und funktionierende Grenzlinie. Noch in der oberen Kreide war ja das Verhältnis von Vorlandscholle zu Gebirgsscholle umgekehrt wie heute. Erst mit dem beginnenden Tertiär tauschte das heutige Vorland seine Rolle eines Gebietes weitreichender Abtragung und intensiver, z. T. recht tiefgründiger Verwitterung mit der eines Sedimentationsraumes. Miozäne Braunkohlen, miozäne und pliozäne Tone, Sande und Schotter bilden das unmittelbare Hangende der alten Schiefer. Wieweit hier ältere Schichtgruppen vorhanden gewesen sind, läßt sich heute nicht mehr sagen, da die Abtragung und Verwitterung bis auf das Gneismassiv heruntergegriffen hat, wie entsprechende Beobachtungen zeigen.[6])

Auf die Frage nach der Mächtigkeit der im Vorlande abgetragenen Massen kann man keine zutreffende Antwort geben, da man hier keinerlei Anhaltspunkte hat. Es ließe sich dies vielleicht nur im Zusammenhang mit den Verhältnissen im Bober-Katzbach-Gebirge beurteilen, doch ist dies zur Zeit noch nicht möglich. Neuere Gesichtspunkte zu dieser Frage brachte F. Berger (1937), doch genügen auch diese noch nicht zur restlosen Klärung der Dinge. Die Frage des Abtragungsniveaus ist wichtig hinsichtlich der von H. Cloos (1922) zuerst erwähnten und von W. E. Petrascheck diskutierten Tatsache, daß im Vorland jegliche Erzgänge (und basische Ganggesteine) fehlen. Petrascheck (1933, S. 51) nimmt nämlich an, daß die Abtragung „wohl bereits unter das Niveau der sich gewöhnlich im Dach der Intrusivkörper befindenden Lagerstätten eingegriffen hat" und glaubt nicht an eine primäre Metallarmut der Vorlandsgranite. Dagegen hat sich H. Cloos gegen eine so tief reichende Abtragung, die sogar diese Wurzeln erfaßt hätte, ausgesprochen und weist auf das dachnahe Aufschlußniveau des Striegauer Granitmassivs hin (Schollen!). Immerhin ist es auffällig, daß nicht, ähnlich wie am Süd- und Ostrand des Riesengebirges, auch beim Striegau-Zobtener Massiv Lagerstätten in analoger Position vorkommen; wobei es gleich bliebe, ob man die „Quellspalte" des Intrusivkörpers am Zobten (wie H. Cloos) oder parallel dem Sudetenrandbruch (wie von zur Mühlen) annimmt.

Im Zusammenhang mit der Lagerstättenfrage mag erwähnt werden, daß im frühen Mittelalter einmal bei Gr. Wandriss und zwischen Nikolstadt und Wahlstatt gelegene Goldseifen abgebaut worden sind, wofür Haldenfelder im Eichbusch und am Kiefernbusch westlich Nikolstadt, sowie westlich Gr. Wandriss zeugen. Der Anfang des Bergbaus wird in das Jahr 1345 gesetzt, begann aber wahrscheinlich schon 1342, da bereits 1345 durch Privileg Niclasdorf-Nikolstadt zu Stadtrecht aus-

6) So waren zeitweilig beim Bau der Reichsautobahn an der Überführung der Straße Nikolstadt—Tentschel unter etwa 2 m Diluvium graue bis hellrote Partien zersetzten Gneises aufgeschlossen. G. Berg (1936), der diesen Aufschluß ebenfalls erwähnt, möchte für die Kaolinisierung ein wahrscheinlich präbasaltisches (voroberoligozänes) Alter annehmen.

gesetzt wurde. Der Abbau bei Nikolstadt wurde nach etwa 30 Jahren wegen Wasserschwierigkeiten bereits wieder eingestellt. Später wurden (1781 und 1842—1845) erneut Versuche zur Wiederbelebung dieses Bergbaues gemacht, aber sie blieben ebenso wie die neueren Schürfarbeiten im Jahre 1924 ohne besonderen Erfolg. Dechen (1830), Roth (1867) sowie A. Zöller und E. Heuseler (1926) haben darüber berichtet.

E. Zusammenfassung

1. Die Schiefer des subsudetischen Schiefergebirges wurden in stratigraphischer und regionalgeologischer Hinsicht untersucht. Es ergab sich gegenüber älteren Darstellungen eine Gliederung in eine wahrscheinlich kambrische Eruptivstufe mit Diabasen und Quarzkeratophyr, eine ordovizische Schiefer-Quarzit-Folge im südlichen Teil des Schiefergebirges, der eine faziell anders geartete Grauwacken-Tonschieferfolge im nördlichen Teil entspricht. Das Normalprofil schließt mit gotlandischen Kieselschiefern und Diabasen ab.

2. Es werden Beziehungen zu den Grauwackenvorkommen des westlichen Bober-Katzbach-Gebirges festgestellt und für diese die Möglichkeit einer gleichen stratigraphischen Stellung angenommen.

3. Ein Vorkommen von Phosphoritkonkretionen im ordovizischen Quarzit des Domsberges (Bl. Kuhnern) wird bekannt gemacht.

4. Die Kenntnis der tektonischen Verhältnisse des subsudetischen Schiefergebirges wird durch neue Beobachtungen ergänzt.

5. Ferner wird eine neue zusammenfassende Beschreibung des Gneises von Gr. Wandriss gegeben. Dieses Gneismassiv wird mit den alten Gneisen des Iser-Riesen-Gebirges verglichen. Es wird angenommen, daß es sich um ein spättektonisches Massiv im Rahmen der jungkaledonischen Gebirgsbildung handelt.

F. Schriften

Ahrens, W.: Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges. — Mitt. Gesteins-, Erz- usw. Untersuch. preuß. geol. L.-A., **2**, S. 1—23. Berlin 1925—1926.

Andrée, K.: Über Sedimentbildung am Meeresboden. 1. Fortsetzung. — Geol. Rdsch., **8**, S. 36—79. Leipzig 1917.

Balk, R.: Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. P. I. Geologic structure of sedimentary rocks. — Bull. geol. Soc. Amer., **47**, S. 685—774, 21 Taf., 38 Abb. New York 1936.

Becke, F.: Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer. — Denkschr. math.-naturwiss. Kl. k. Akad. Wiss., **75**, I. Halbbd., S. 97—151, 2 Taf., 19 Abb. Wien 1913.

Bederke, E.: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., H. 7. Berlin 1924.

— : Probleme der Sudetengeologie. — Jber. schles. Ges. vaterl. Cult., **105**, 1932, S. 191—193. Breslau 1933.

— : Sudetenrand und Eulengneisproblem. — Festschr. 60. Geburtstag von M. Friederichsen. „Vom deutschen Osten". Breslau 1934.

Berg, G.: Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. — Arch. Lagerst.-Forsch., **28.** Berlin 1922.

— : Die „Oberlausitzer Grauwackenformation". — Z. deutsch. geol. Ges., **87,** S. 695—701. Berlin 1935.

— : Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56,** S. 1—25, 2 Taf. Berlin 1936.

Berger, F.: Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte Schlesiens. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **77,** B, S. 224—267, 3 Abb., 4 Tab. Stuttgart 1937.

Bracht, W.: Tektonische Untersuchungen im nordsudetischen Schiefergebirge der Vorlandscholle. — Unveröff. Diss. Breslau 1926.

Cloos, H. & Martin, H.: Der Gang einer Falte. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **11,** Deecke-Festschr., S. 74—88, 2 Abb., 1 K. Berlin 1932.

— : Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **81.** Berlin 1920.

Cloos, H.: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. — Berlin 1922.

— : Das Batholithenproblem. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., H. 1. Berlin 1923.

Dahlgrün, F.: Zur Altersdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **86,** S. 385—392. Berlin 1934.

Dale, T. N.: The slate belt of eastern New York and western Vermont. — U. S. geol. Surv., 19th Ann. Rep., P 3, S. 209. Washington 1899.

Fabian, H. J.: Vom stratigraphischen Wert petrographischer Vergleiche bei Kieselgesteinen. — Zbl. Min. usw., Jg. 1933, B, S. 299—304. Stuttgart 1933.

Fischer, G.: Zum Problem der Schieferung. — Cbl. Min. usw., Jg. 1929, B, S. 474 bis 484, 5 Abb. Stuttgart 1929.

Gürich, G.: Beiträge zur Kenntnis der Niederschlesischen Tonschieferformation. — Z. deutsch. geol. Ges., **34,** S. 691. Berlin 1882.

— : Erläuterungen zu der Geologischen Übersichtskarte von Schlesien. — Breslau 1890.

— : Untersilur bei Jauer in Schlesien. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1906, **27,** S. 447—454, 8 Abb. Berlin 1909.

— : Zur Geologie der Striegauer und Jenkauer Berge. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36,** II, S. 611—616. Berlin 1917.

— : Graptolithenschiefer von Alt-Jauer. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1916, **37,** I, S. 358. Berlin 1918.

Kozłowski, R.: Fosforyty w utworach kambryjskich Sandomierza. (Phosphorites cambriens de Sandomierz.) — Spraw. polsk. Inst. geol., 6, S. 752—756, 1 Taf. Warschau 1931.

Leith, C. K.: Structural Geology. — New York 1923.

von zur Mühlen, L.: Aufnahmebericht von Blatt Ingramsdorf. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, II, S. CLXXX—CLXXXV. Berlin 1922.

— : Über die Quarzgänge zwischen Zobten und Striegau in Schlesien. — Z. deutsch. geol. Ges., **74**, 1922, Mber. S. 77—89. Berlin 1923.

— : „Batholithen-Problem" und Striegau-Zobtener Granitmassiv. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**, S. 360—368. Berlin 1926. [1926 a].

— : Die geologische Stellung des vorsudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 221—287. Berlin 1926. [1926 b].

Petrascheck, W. E.: Die Erzlagerstätten des Schlesischen Gebirges. — Arch. Lagerst.-Forsch., **59**, 4 Taf., 10 Abb. Berlin 1933.

Pietzsch, K.: Das Schiefergebirge am Nordrand des Lausitzer Granitmassivs im Vergleich mit der stratigraphischen Entwicklung des Paläozoikums der benachbarten Gebiete. — Ber. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. Leipzig, **90**, S. 3—24, 1 K. 1938.

Rüger, L.: Schieferung und tektonisches Streichen. — Beitr. Geol. Thür., **4**, S. 198—206. Jena 1937.

Sander, B. (mit einem Beitrag von Pernt, M.): Zur petrographisch-tektonischen Analyse. — Jb. geol. Bundesanst., **73**, 1923, S. 183—253. Wien 1923.

Scheumann, K. H.: Die Gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefer-Gruppe der südlichen Randzone des Sächsischen Granulitgebirges. — Abh. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. Leipzig, **39**, 3, S. 7—47, 20 Abb. Leipzig 1925.

Schmidt, W.: Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. — Mitt. geol. Ges. Wien, **8**, S. 62—115. Wien 1915.

Scholtz, H.: Das varistische Bewegungsbild, entwickelt aus der Inneren Tektonik eines Profils von der Böhm. Masse bis zum Massiv von Brabant. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **8**, H. 25, 8 Taf., 31 Abb. Berlin 1930.

Schwarzbach, M.: Beiträge zur Geologie des Bober-Katzbach-Gebirges. II. — Cbl. Min. usw., Jg. 1935, B, S. 273—289. Stuttgart 1935.

— : Beiträge zur Geologie des Bober-Katzbach-Gebirges. III. — Zbl. Min. usw., Jg. 1936, B, S. 113—119. Stuttgart 1936.

— : Oberlausitzer Schiefergebirge und Bober-Katzbach-Gebirge — ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. — Abh. naturf. Ges. Görlitz, **32**, S. 31 bis 63, 4 Taf. Görlitz 1936.

— : Der geologische Bau des Erzbezirks von Kolbnitz—Herrmannsdorf (Bober-Katzbach-Gebirge). — Zbl. Min. usw., Jg. 1938, B, S. 65—75. Stuttgart 1938.

Tröger, E.: Chemismus und provinziale Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. — N. Jb. Min. usw., **60.** Beil.-Bd., A, S. 1—110. Stuttgart 1930.

Wawryk, W.: Wyniki mikroskopowo-chemicznej analizy fosforytów kambryjskich z okolic Sandomierza. (Ergebnisse der mikroskopisch-chemischen Analyse der kambrischen Phosphorite aus der Umgebung von Sandomierz.) — Rocznik polsk. Tow. Geol., **8**, 1932, S. 266—272. Kraków 1932.

Zöller, A. & Heuseler, E.: Die Goldquarzgänge und Goldseifen zwischen Großwandriss und Wahlstatt in Niederschlesien. — Glückauf, **62**, S. 1585—1588. Essen 1926.

Geologische Karten

von zur Mühlen, Leo: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw. i. M. 1:25 000, Lieferung 222, Bl. Striegau (2951), Bl. Ingramsdorf (2952), Bl. Mörschelwitz (2953). — Berlin 1925.

Roth, J. (zusammen mit Rose, G., Beyrich & Runge): Geognostische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gebieten 1:100 000. — 396 S. Erl. Berlin 1867.

Tietze, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw. i. M. 1:25 000, Lieferung 222, Bl. Kunitz (2762), Bl. Wahlstatt (2823). — Berlin 1925.

Urschrift eingegangen am 31. Oktober 1938

Druckauftrag erteilt am 12. Juli 1939

Revision einiger Muscheln des Wocklumer und Dasberg-Kalkes (Oberdevon)

Von Henry Paul, Berlin

2 Abbildungen

Gelegentlich der Bearbeitung der Cephalopodenfauna der Dasberg-, Wocklumer und Hangenberg-Schichten des Sauerlandes hat H. Schmidt (1924) u. a. einige zur Gruppe der Cardioconchae Beushausen gehörige Zweischaler beschrieben. Die Formen der Hangenberg-Schichten werden in meiner Monographie der Bivalven des deutschen Unterkarbons behandelt werden. Hier sei nur bemerkt, daß außer der von H. Schmidt festgestellten Gattung *Ontaria* (*O. „costulata“* und *O. aequilateralis*) drei weitere Arten vorliegen, die den Genera *Opisthocoelus* Beushausen und *Paraptyx* Clarke angehören. *O. „costulata“*, die H. Schmidt auf *Dualina costulata* (Mstr.) aus dem obersilurischen Orthoceratitenkalk von Elbersreuth bezog, ist neu zu benennen. Ich werde hierfür den Namen *Ontaria costata* in Vorschlag bringen.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich also lediglich mit den Formen des Dasberg- und Wocklumer Kalkes, und zwar auch nur mit den von H. Schmidt (1924) beschriebenen oder angeführten Stücken. Zu einer umfassenden Darstellung der Zweischaler des deutschen Oberdevons in Cephalopodenfazies hofft der Verfasser später Gelegenheit zu haben.

Pterochaenia Clarke 1905 nov. emend.

Cardioconchen mit tiefer, nicht bis zum Ventralrand hinabreichender Byssusspalte, breitem, über den Schloßrand vorragendem Flügel und prosogyrem Wirbel. Skulptur aus feinen Radialrippen und Anwachslamellen, erstere bei manchen Arten mehr oder weniger rückgebildet beziehungsweise auf die Schaleninnenseite beschränkt.

Die Gattung ist in den tiefoberdevonischen Naples beds mit mehreren Arten vertreten und kommt außerdem im Domanik des Timan sowie anscheinend selten im Oberdevon des Rheinischen Schiefergebirges vor. Bei den amerikanischen Arten ist die Schalenaußenseite glatt und nur die Innenseite radial berippt, während bei der nachfolgend beschriebenen Form sowie bei *P. auriculata* Grüneberg (Grüneberg 1926, S. 168) die Rippen außen auftreten. Dieser Unterschied scheint mir jedoch nicht erheblich und eine generische Trennung nicht erforderlich.

Pterochaenia schmidti n. sp.

Abb. 1 u. 2

e. p. 1924 *Chaenocardiola marsica* H. Schmidt, S. 144, Taf. 7, Fig. 13, non Fig. 14.

Diagnose: Suborbikular, Steinkern fast glatt, Byssusrinne gebogen, Flügel schmal.

Das eine der Originale H. Schmidts zu seiner *Chaenocardiola marsica* ist der Steinkern einer rechten *Pterochaenia*-Schale. Der Flügel ist unvollständig. Der Umriß ist suborbikular, die Schale gleichmäßig und nicht stark gewölbt. Der Flügel ist von der übrigen Schale durch eine in Richtung auf diese deutlich konvexe und kräftig eingetiefte Byssusrinne abgesetzt. Er ist schmal. Seine dorsale Hälfte ist abgebrochen. Die Oberfläche des Steinkerns ist



Abb. 1. *Pterochaenia schmidti* n. sp. Holotyp ×1,5



Abb. 2. *Pterochaenia schmidti* n. sp. ×1,5

glatt. Nur am Ventralrand sind Spuren einer schwachen Radialstreifung wahrnehmbar. Das Stück stammt aus der Gonioclymenienstufe vom Bilsteintal bei Warstein (Bl. Hirschberg).

Ein weiteres, wahrscheinlich unserer Art zugehöriges Stück, ein linkes Schalenexemplar, sammelte H. Schmidt in den Dasberg-Kalken des Waldweges nördlich Riemke (Bl. Iserlohn). Vom Flügel ist nur dessen Lage zu erkennen, die mit derjenigen des vorbeschriebenen Steinkernes übereinstimmt. Umriß und Schalenwölbungsverhältnisse sind gleichfalls die nämlichen. Die Skulptur besteht aus ziemlich groben, abgeplatteten, *cardium*artigen Rippen, die dorsal ziemlich dicht stehen und ventral Zwischenräume frei lassen, die etwas schmaler sind als die Rippen. In der Schalenmitte gabeln sich die Rippen gelegentlich.

Das Original befindet sich im geologischen Universitätsinstitut in Göttingen. Das andere Stück wird im geologischen Landesmuseum Berlin aufbewahrt.

Pterochaenia fragilis (Hall), die Grüneberg (1926) aus der *Cheiloceras*-Stufe von Nehden bekannt machte, unterscheidet sich durch schmalere Gestalt und abweichende Skulptur.

Chaenocardiola marsica H. Schmidt

e.p. 1924 *Chaenocardiola marsica* H. Schmidt, S. 144, Taf. 7, Fig. 14, non Fig. 13.

Von den durch H. Schmidt zu seiner *Chaenocardiola marsica* gestellten Stücken gehört allein das Original zu Taf. 7, Fig. 14 bei Schmidt zu dieser Gattung. Es handelt sich um ein am Wirbel unvollständiges Stück, das einen Steinkern mit Schalenresten darstellt. Die Skulptur der Schalenaußenseite besteht aus groben Radialrippen, die auf dem Steinkern eine erhebliche Abschwächung erleiden und dort nur andeutungsweise erkennbar sind. Lediglich am Ventralrand werden sie deutlicher. Die Schale ist hinten geradlinig abgeschnitten. Dabei befindet sich der Kiel ziemlich weit hinten; die Schale ist daher im Verhältnis recht lang.

Das Stück entstammt den Dasberg-Schichten vom Dasberg bei Hövel (Bl. Balve), wo es von Denckmann gesammelt wurde (Geol. Landesmuseum Berlin).

Ontaria sp.

e. p. 1924 *Chaenocardiola marsica* H. Schmidt, S. 144, non Taf. 7, Fig. 13 u. 14.

Einige von H. Schmidt als *Chaenocardiola marsica* bestimmte Exemplare sind zu schlecht erhalten, um eine gesicherte Bestimmung zu erlauben. Eine *Chaenocardiola* liegt sicher nicht vor, da die Stücke keine kragenartige Umbiegung besitzen. Die Drehung der Schale nach hinten unten haben sie mit einer neu zu benennenden *Ontaria* der Hangenberg-Schichten gemeinsam. Mit dieser stimmen sie auch hinsichtlich der aus groben Radialrippen bestehenden Skulptur überein. Meine Zweifel sind in der schlechten Erhaltung begründet.

Das Material stammt von nördlich Apricke (Bl. Iserlohn) und vom Hönnetalbahneinschnitt (Bl. Balve). Es wird im geologischen Landesmuseum Berlin aufbewahrt. Der erste Fundpunkt liegt in der *Wocklumeria-*, der zweite in der *Orthoclymenia*-Stufe.

Die übrigen von H. Schmidt als *Chaenocardiola marsica* bezeichneten Stücke sind unbestimmbar.

Ontaria (Opisthocoelus) elongata (H. Schmidt)

1924 *Chaenocardiola elongata* H. Schmidt, S. 145, Taf. 7, Fig. 15.

Hinter dem Wirbel befindet sich ein von einer scharfen Kante begrenztes konkaves Feld ohne Skulptur. Das Area artige Gebilde nimmt etwa ein Drittel der Schalenbreite ein. Für solche Formen wurde von Beushausen (1895, S. 338) das Genus *Opisthocoelus* errichtet. Wie ich in meiner Monographie der deutschen Unterkarbonbivalven zeigen werde, ist *Opisthocoelus* lediglich als Subgenus von *Ontaria* zu betrachten, mit der es durch Übergänge verbunden ist.

Ontaria (Opisthocoelus) elongata liegt aus den Dasberg-Schichten vom Effenberg-Gipfel (Bl. Balve) und vom Eulenspiegel (Bl. Hirschberg) in je einem Eexmplar vor (geol. Landesmuseum Berlin).

Für Überlassung des Originals zu *Pterochaenia schmidti* habe ich Herrn Professor H. Schmidt in Göttingen zu danken.

Schriften

Beushausen, L.: Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. — Abh. k. preuß. geol. L.-A., N. F., **17**. Berlin 1895.

Clarke, J. M.: Naples fauna in Western New York. — New York State Mus., Mem. 6 (57th annu. Rep. **3**, appendix 8). Albany 1905.

Grüneberg, H.: Ein neuer Zweischaler aus der *Cheiloceras*-Stufe von Nehden bei Brilon. — Senckenbergiana, **8**, S. 168—171. Frankfurt a. M. 1926.

Schmidt, H.: Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. 98—171. Berlin 1924.

Urschrift eingegangen am 5. Dezember 1938

Druckauftrag erteilt am 27. Juni 1939

Geschiebeuntersuchungen zwischen Pommerschem und Warthe-Stadium in der mittleren Mark Brandenburg

Von Julius Hesemann, Berlin

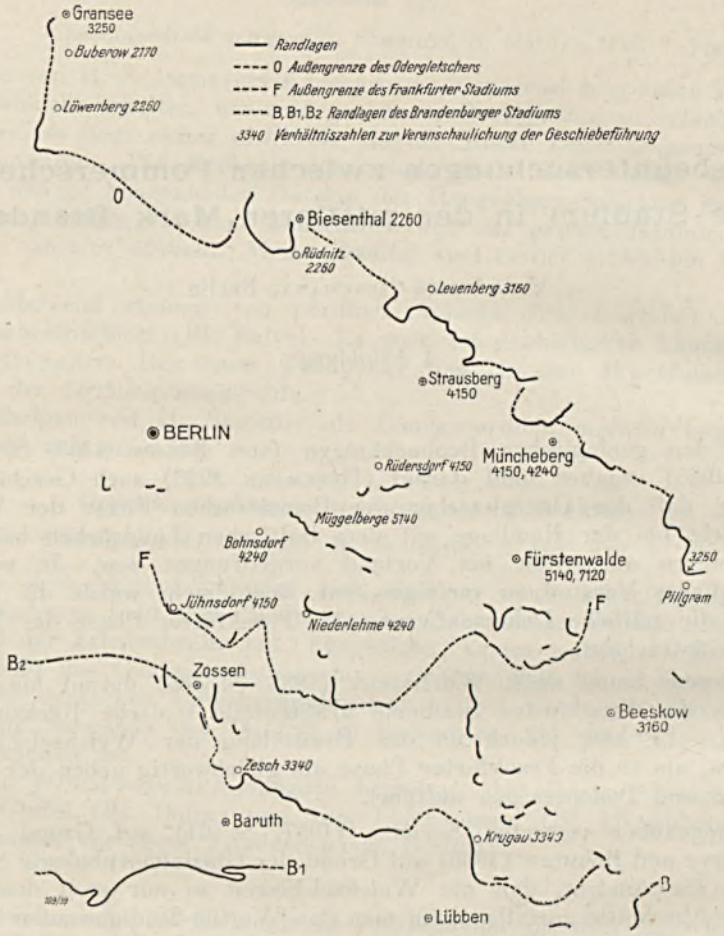
1 Abbildung

Nach den geologischen Beobachtungen (von Bülow 1935, S. 37; Beschoren 1935) ergaben bald darauf (Hesemann 1938) auch Geschiebeuntersuchungen, daß der Odergletscher der Pommerschen Phase der Weichsel-Eiszeit nicht bei der Randlage auf dem Baltischen Landrücken haltgemacht hatte, sondern auch weit ins Vorland vorgedrungen war. Je weiter ins Vorland dieser Vorstoß zu verfolgen war, desto mehr wurde die räumliche und auch die zeitliche Dokumentierung der Frankfurter Phase der Weichsel-Eiszeit beeinträchtigt.

In diesem Sinne weist Woldstedt (1938, S. 486) darauf hin, daß die Randlagen des Frankfurter Stadiums größtenteils typische Rückzugsfronten darstellen. Er hält jedoch an der Dreiteilung der Weichsel-Eiszeit insofern fest, als er die Frankfurter Phase als gleichwertig neben der Brandenburgischen und Pommerschen aufführt.

Demgegenüber vertreten Soergel (1937, S. 61) auf Grund der Vereisungskurve und Beurlen (1938) auf Grund der Glazialmorphologie Schleswig-Holsteins die Ansicht, daß die Weichsel-Eiszeit in nur zwei deutlich verschiedene Abschnitte zerfalle, wenn man das Warthe-Stadium außer acht läßt. Beschoren (1935, S. 427) spricht von einem episodenhaften Charakter der Frankfurter Phase. Diese Auffassung findet eine gewisse Unterstützung in der lückenhaften Verbreitung von Ablagerungen des Frankfurter Stadiums in Norddeutschland. In Schleswig-Holstein und in der südlichen Neumark treten dessen Ablagerungen nämlich teilweise gar nicht mehr zutage, weil die Fronten des Brandenburgischen und Pommerschen Stadiums zu nahe aneinander gerückt sind. Die lokal transgressive Rolle der Pommerschen Phase hat Knauer (1935) wohl zu Unrecht verallgemeinert.

Die Diskussion über die Rolle des Frankfurter Stadiums erfährt eine weitere Anregung dadurch, daß ein Teil seiner Randlagen durch den Odergletscher der Pommerschen Phase in Anspruch genommen wird. Zur weiteren Festlegung der Außengrenzen des Odergletschers und im Zusammenhang damit zur Horizontierung des Liegenden des Odergletschers sind neue Geschiebezählungen (siehe Abb.) ausgeführt. Die Folgerungen aus ihnen erlauben noch keine Synthese, wohl aber die folgende Mitteilung von Beobachtungen, die ältere, in dieselbe Richtung weisende Darlegungen von Beschoren, Beurlen, Roethe, Schulz und Woldstedt ergänzen.



Geschiebezählungen zwischen Pommerschem und Warthe-Stadium

Der Westflügel des Odergletschers der Pommerschen Phase war, nachdem er von Frankfurt bis zu den Endmoränen südlich von Bad Freienwalde verfolgt war, ziemlich leicht an den nordwestlich anschließenden Endmoränen-Teilstücken bei Biesenthal, Löwenberg, Gransee und Fürstenberg (Keilhack 1921) zu erkennen. Die Randlage wird außerdem durch bedeutende Sander gekennzeichnet. Acht Geschiebezählungen hatten ein einheitliches und mit der bisher ermittelten Geschiebeführung des Odergletschers übereinstimmendes Ergebnis. Die Geschiebeführung des Odergletschers zeichnet sich durch ein Vorherrschen südschwedischer Geschiebe aus, während die ostfennoskandische Geschiebegruppe nur eine geringe Rolle spielt. Auch zwischen Fürstenberg (Mecklenburg) und Biesenthal herrschen die südschwedischen Geschiebe mit 52—66% vor, die ostfennoskandischen begnügen sich dagegen mit 18—33% an der Zusammensetzung der Leitgeschiebe. Die Geschiebezählungen im einzelnen hatten folgendes Ergebnis: Fürstenberg ∂gs:

3160, Burow ∂m 3160, Wartberg bei Gransee ∂G 3250, Buberow ∂m 2170, Hellberg bei Löwenberg ∂gs≈ 2260, Rehberge bei Biesenthal ∂gs≈ 2260, Rüdnitz ∂m 2260.

Auf dem Ostflügel des Odergletschers lassen sich aus den Geschiebezählungen folgende Beziehungen ableiten. Das Hochflächendiluvium östlich des Obratales läßt keinerlei für den Odergletscher typische Geschiebegemeinschaften mehr erkennen. Im jüngsten Diluvium treten vielmehr stärker durchmischte Geschiebebestände auf, in denen südschwedische und ostfennoskandische Geschiebe gleich häufig sind. Das kommt auch in den Verhältniszahlen zum Ausdruck: Lusche ∂gs 4240, 4240, ∂m 4240, Neudorf ∂m 3340. Wir erkennen in ihnen Geschiebegemeinschaften und Verhältniszahlen der Brandenburger Phase der Weichsel-Eiszeit wieder, wie sie vom Grünberger Höhenzug (4240, 3340) und Schenkenberg (3340) bereits bekannt sind.

Zur Kontrolle der Geschiebeführung in der Randlage zwischen Müncheberg und Frankfurt wurde nördlich von Pillgram eine Geschiebezählung ausgeführt, welche die Verhältniszahl 3250 ergab. Der Odergletscher markiert sich also auch hier durch die am stärksten vertretene südschwedische Geschiebegruppe. Der Geschiebeinhalt der jüngsten Grundmoräne von Frankfurt scheint mir im Gegensatz zu meiner zuerst gegebenen Deutung (Hesemann 1938) ebenfalls dem Geschiebebestand des Odergletschers zu entsprechen (Verhältniszahlen 3160, 4150).

Das Vorland des Odergletschers wird von mehreren Randlagen mit teilweise bedeutenden Sandern durchzogen. Die Endmoränenzüge (vgl. Keilhack 1921) sind jedoch sehr lückenhaft, so daß ihre Zusammenhänge schwierig zu erkennen sind. Die Geschiebezählungen lassen die Folgerung zu, daß der Grünberger Höhenzug (Verhältniszahlen 4330, 3340, 4240), die Endmoräne südlich Boberberg (4240), die obere Grundmoräne bei Krossen (4240), der Moränenzug bei Tammendorf (3340), die Randlage nordwestlich Lübben (3340) und die Randlage südlich von Teupitz (3340) Bildungen der Brandenburger Phase sind. Ihre Geschiebeführung zeichnet sich nämlich durch annähernd gleichstarke Beteiligung der süd- und mittelschwedischen sowie der ostfennoskandischen Geschiebegruppe aus, wobei die südschwedischen Geschiebe oft stärker hervortreten.

Erst im Gebiet von Müncheberg—Fürstenwalde kommen in den Endmoränen-Teilstücken und in der oberen Grundmoräne Geschiebebestände mit deutlicher ostfennoskandischer Tendenz vor: Fürstenwalde ∂m 5140, (Zählung von großen Blöcken durch Bennhold) 7120, Niederlehme ∂gs 4240, Gr. Schulzendorf—Jühnsdorf ∂g 4150, Müggelberge ∂g 5140, Bohnsdorf (Grünau) ∂m 4240, Rüdersdorf ∂m 4150, ∂G 3250. Diese Geschiebegemeinschaften heben sich, bis auf eine Zählung bei Rüdersdorf, deutlich gegen die Geschiebebestände des Odergletschers (Vorherrschen südschwedischer Geschiebe) und der Brandenburgischen Phase (ausgeglichene Geschiebebestände mit gelegentlichem schwachem südschwedischem Vorherrschen) ab. Wir können sie als Bildungen der Frankfurter Phase ansehen.

Das jeweilige Liegende der obersten Glazialbildungen in der mittleren Mark ist nach Möglichkeit ebenfalls geschiebekundlich untersucht. Im Bereich des Odergletschers wiesen Kiese und der besonders kreidereiche Geschiebemergel unter der hangenden Glazialserie in und bei Landsberg einen ungewöhnlich hohen Gehalt an ostfennoskandischen Geschieben auf:

Landsberg—Ziegelei an der Zechower Straße dm 6130 (hangender ∂m 3160), städt. Kiesgrube dgs 6220 (hangender ∂m 3160), Kiesgrube Wepritz dg 6130. Die Höhe des Anteils der ostfennoskandischen Geschiebe spricht gegen die Zugehörigkeit zur Frankfurter Phase. Ebenfalls ist es unwahrscheinlich, daß eine Zwischenphase der letzten Vereisung eine so mächtige Glazialserie, wie es die liegenden Glazialkiese und Bändertone nebst Grundmoräne bei Landsberg (über 25 m) sind, hinterlassen hat. Auch für wartheeiszeitliche Bildungen ist der Prozentsatz der ostfennoskandischen Geschiebe zu hoch im Vergleich zu wartheeiszeitlichen Geschiebebeständen weiter südlich bei Muskau (5140) und Glogau—Quaritz (4240, 5320). Die liegenden Glazialbildungen bei Landsberg scheinen vielmehr elstereiszeitlich zu sein, womit ihre ausgedehnte Verbreitung in der südlichen Neumark, die reichliche Beimengung von Braunkohlenstaub und die häufigen Stauchungen jedenfalls nicht in Widerspruch stehen. Bei Bomst (Lehmgrube an der Straße Posenbrück—Bergvorwerk) ist ebenfalls ein älterer Geschiebemergel mit gestauchten, steilgestellten und zerrissenen Sandlagen im Liegenden der hier nur ½ m mächtigen Grundmoräne des Odergletschers aufgeschlossen. Auch diese liegende Grundmoräne weist viele ostfennoskandischen Geschiebe (6130) auf.

Bei Fürstenwalde und auf den Müggelbergen, wo die hangende Grundmoräne (Biermannsberg 5140) und hangende Kiese (Kanonenberg 5140) Geschiebegemeinschaften des Frankfurter Stadiums enthalten, zeichnen sich die liegenden Kiese (Biermannsberg 3250, Kanonenberg 3250) durch Geschiebebestände aus, die denen der Brandenburger Phase entsprechen. Bei Rüdnitz südlich von Biesenthal scheinen unter der Grundmoräne des Odergletschers (2260) Sande mit Geschiebeanhäufungen des Frankfurter Stadiums (4150) aufzutreten.

Zusammenfassung und Folgerungen

Die von Gransee über Biesenthal—Frankfurt—Züllichau nach Bomst verlaufende Randlage gibt sich durch ihren vorwiegend südschwedischen Geschiebebestand und durch die Überfahrung der zwischen Frankfurter und Pommerscher Phase entstandenen jungglazialen Bändertone als Front eines Vorstoßes des Odergletschers zu erkennen. Die Abriegelung des jungglazialen Eisstausees im Kladow-Tal bei Landsberg durch Toteis im Warthebruch und die geringe Dauer des Stadiums auf dem Zielenziger Höhenzug (Schott 1933) finden so eine Erklärung. Im Vorland sind bis auf das Gebiet zwischen Müncheberg—Fürstenwalde—Königs-Wusterhausen—Müggelberge, wo auch Geschiebegemeinschaften des Frankfurter Stadiums auftreten, nur Geschiebebestände der Brandenburger Phase vorhanden. Ablagerungen der Brandenburger Phase sind bei Fürstenwalde und auf den Müggelbergen im Liegenden von Ablagerungen des Frankfurter Stadiums nachzuweisen.

Die Frankfurter Phase ist also kein dem Brandenburger und Pommerschen Stadium gleichwertiger Abschnitt, sondern nur als Rückzugsstadium von der Brandenburgischen Randlage her zu betrachten. Durch diese Beschränkung der Frankfurter Phase tritt auch die Entstehung des Zielenziger Höhenzuges und der Stauchmoränen der südlichen Neumark überhaupt klarer hervor, wahrscheinlich analog den Verhältnissen der Hüttener Berge in Schleswig-Holstein. Die Aufschüttungs-Endmoränen auf dem Zielenziger Höhenzug verlaufen nämlich, wie schon Schulz (1929) betont, nicht immer parallel zu den Faltenachsen. Sie sind also Ablagerungen einer Stillstandslage beim

Rückzug des hier zuletzt vorhanden gewesenen Eises, des Odergletschers. Die Stauchung des Tertiärs und älteren Diluviums ist deshalb unschwer in die Vorstoßphasen der letzten Eiszeit zu verlegen. Die zahlreichen Stauchmoränenbögen zwischen dem Baltischen Höhenrücken und Fläming (Spudlow, Grunow, Landsberg, Zielenzig, Liebenau, Schwiebus, Fürstenwalde, Guben, Muskau usw.) lassen sich am einfachsten mit Roethe (1932, S. 217) als das Ergebnis einer großen einheitlichen Vereisungsphase ansehen. In Betracht kommen in erster Linie der Warthe-Vorstoß, möglicherweise auch die Oszillationen der Brandenburger Phase.

Der ähnliche Verlauf und der Erhaltungszustand sowie der wenig veränderte Geschiebebestand der Randlagen von Brandenburger und Warthe-Stadium deuten darauf hin, daß die Verbundenheit zwischen ihnen enger als zwischen Warthe- und Saale-Eiszeit ist und, daß der ursprünglichen Auffassung von Woldstedt (1927) und der von W. O. Dietrich (1932) entsprechend sie nur durch ein Interstadial getrennt sein dürften. Auch das Brandenburger Stadium zeigt nämlich ebenfalls stärker verwitterte Formen (z. B. bei Schenkenberg und Krugau), und seine Bildungen enthalten oft reichlich südliches Material.

Geologische Verhältnisse und Geschiebeführung scheinen danach, in Übereinstimmung mit der Vereisungskurve Soergel's, dafür zu sprechen, daß Warthe, Brandenburger und Pommersche Phase, als Vorstoßphasen nach jedesmaliger Rückschmelzung, die Weichsel-Eiszeit in drei größere Abschnitte zerlegen.

Zusammenstellung der Geschiebezählungen

83 Geschiebe von 6—50 cm aus ∂gs₂ in der Kiesgrube an der Kreuzung der Straße und Eisenbahn nach Berlin, 1 km südlich Fürstenberg. Verhältniszahl 3160.

1 Pyterlit, 13 Rapakiwi, 7 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 1 Roter Refsundgranit, 1 Upsalagranit, 1 Grönklittporphyrit, 30 Granite, 10 Hälleflinten von Smaland, 1 Paskallavik-, 1 Nymala-Porphyr, 1 Dunkler Graverforsgranit, 9 Filipstad-, 1 Flivik-, 2 Bornholm-Granite.

118 Geschiebe von 3—60 cm aus ∂m der nordöstlichen Feldmark Burow (südlich Fürstenberg). Verhältniszahl 3160.

1 Prickgranit, 17 Rapakiwi, 11 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 1 Siljangranit, 1 Roter, 3 Braune Ostseeporphyre, 1 Arnö-, 1 Sala-, 1 Vänge-, 1 Stockholm-, 3 Upsalagranite, 1 Garberggranitporphyr, 2 Bredvad-, 1 Roter Särna-Porphyr, 46 Granite, 8 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 1 Fagerhult-Tuff, 2 Paskallavik-Porphyre, 1 Kristallsäulen-Syenitporphyr, 1 Bornholmgranit, 11 Filipstadgranite.

133 Geschiebe von 4—30 cm aus ∂G und ∂g der städtischen Kiesgrube von Gransee zwischen Ruppiner Tor und Wartberg. Verhältniszahl 3250.

10 Rapakiwi, 30 Granite, 5 Granitporphyre, 1 Quarzporphyr von Aland, 1 Roter, 4 Braune Ostseeporphyre, 1 Roter Siljangranit, 1 Grönklittporphyrit, 5 Garberggranitporphyre, 8 Bredvad-, 2 Blyberg-, 4 Rote Särnaporphyre, 2 Digerbergsandsteine, 56 Granite, 7 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 1 Bornholm-, 3 Filipstadgranite.

172 Geschiebe von 5—60 cm aus ∂gs und ∂G am Wege nach Gr. Woltersdorf, 1 km südlich Zernikow. Verhältniszahl 3250.

26 Rapakiwi, 24 Granite, 4 Granitporphyre von Aland, 1 Ragunda-, 1 Grauer Refsundgranit, 1 Rödö-Rapakiwi, 10 Braune Ostseeporphyre, 1 Grönklitt-, 1 Venjanporphyrit, 2 Garberggranitporphyre, 4 Bredvadporphyre, 2 Digerbergsandsteine, 1 Roter Särna-, 1 Hedenporphyr, 2 Upsala-, 1 Salagranit, 59 Granite, 12 Hälleflinten, 2 Syenitporphyre von Smaland, 2 Paskallavikporphyre.

120 Geschiebe von 4—25 cm aus ∂m von Buberow zwischen Gransee und Löwenberg. Verhältniszahl 2170.

9 Rapakiwi, 16 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 1 Roter, 8 Braune Ostseeporphyre, 1 Garberggranitporphyr, 2 Grönklittporphyrite, 5 Bredvadporphyre, 51 Granite, 11 Hälleflinten, 1 Porphyr, 1 Syenitporphyr von Smaland, 3 Paskallavik-, 1 Emarpporphyr, 1 Eutaxit, 7 Filipstadgranite.

110 Geschiebe von 2—10 cm aus ∂gs vom Hellberg südlich Linde bei Löwenberg. Verhältniszahl 2260.

5 Rapakiwi, 17 Granite, 5 Granitporphyre von Aland, 8 Braune Ostseeporphyre, 3 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 8 Bredvad-, 1 Roter Särna-, 1 Katilla-Porphyr, 43 Granite, 7 Hälleflinten, 3 Porphyre, 1 Syenitporphyr von Smaland, 1 Emarp-, 2 Paskallavikporphyre, 1 Eutaxit, 3 Filipstadgranite.

80 Geschiebe von 2—15 cm aus ∂gs der Rehberge nördlich Rüdnitz. Verhältniszahl 2260.

6 Rapakiwi, 10 Granite von Aland, 5 Braune Ostseeporphyre, 2 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 1 Bredvad-, 1 Blyberg-, 1 Roter Särnaporphyr, 35 Granite, 10 Hälleflinten, 2 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 4 Filipstadgranite.

66 Geschiebe von 5—50 cm aus ∂ds der nordöstlichen Feldmark Rüdnitz. Verhältniszahl 4150.

12 Rapakiwi, 10 Granite 2 Granitporphyre von Aland, 4 Braune Ostseeporphyre, 1 Grönklittporphyrit, 1 Blyberg-, 1 Bredvad-, 1 Roter Särnaporphyr, 20 Granite, 5 Hälleflinten, 2 Porphyre von Smaland, 7 Filistadgranite.

100 Geschiebe von 3—15 cm aus ∂m der nordöstlichen Feldmark Rüdnitz. Verhältniszahl 2260.

1 Prickgranit, 5 Rapakiwi, 10 Granite, 1 Granitporphyr von Aland, 1 Ragundagranit, 7 Braune Ostseeporphyre, 1 Digerbergsandstein, 2 Grönklittporphyrite, 4 Garberggranitporphyre, 1 Roter Särna-, 1 Katilla-, 2 Bredvadporphyre, 46 Granite, 7 Hälleflinten, 3 Porphyre von Smaland, 1 Nymala-, 1 Paskallavikporphyr, 6 Filipstadgranite.

125 Geschiebe von 1,5—10 cm aus ∂m der Lehmgrube auf den Falkenbergen bei Bohnsdorf (Grünau). Verhältniszahl 4240.

7 Rapakiwi, 33 Granite, 3 Granitporphyre von Aland, 1 Roter, 10 Braune Ostseeporphyre, 5 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 1 Kallberget-, 3 Rote Särna-, 5 Bredvadporphyre, 39 Granite, 9 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 2 Paskallavikporphyre.

100 Geschiebe aus ∂g der westlichen Kiesgrube am Kanonenberg (Müggelberge). Verhältniszahl 5140.

12 Rapakiwi, 29 Granite, 3 Granitporphyre, 1 Roter Siljangranit, 2 Rote, 2 Braune Ostseeporphyre, 1 Grönklittporphyrit, 2 Garberggranitporphyre,

1 Brauner Särna-, 9 Bredvadporphyre, 31 Granite, 4 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 1 Bornholm-, 1 Filipstadgranit.

114 Geschiebe von 3—8 cm aus der großen Sandgrube (dg) östlich vom Kanonenberg (Müggelberge), Verhältniszahl 3160.

1 Pyterlit, 9 Rapakiwi, 22 Granite, 2 Granitporphyre, 1 Roter, 3 Braune Ostseeporphyre, 4 Grönklittporphyrite, 1 Katilla-, 1 Roter Särna-, 1 Blyberg-, 5 Bredvadporphyre, 44 Granite, 13 Hälleflinten, 3 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 1 Eutaxit, 1 Filipstad-, 1 Bornholmgranit.

73 Geschiebe aus hangendem ∂s und ∂m über liegendem Kies mit Geröllen und Blöcken (Kieselschiefer, Basalte, Milchquarze) der Sandgrube am Windmühlenberg südlich Jühnsdorf bei Zossen. Verhältniszahl 4150.

1 Pyterlit, 16 Rapakiwi, 7 Granite, 3 Granitporphyre von Aland, 1 Roter Ostseeporphyr, 1 Garberggranitporphyr, 7 Dalarneporphyre, 1 Venjanporphyrit, 2 Upsalagranite, 22 Granite, 4 Hälleflinten, 8 Porphyre von Smaland, 1 Pulaskit (?).

137 Geschiebe von 2—16 cm aus ∂gs≈ des Endmoränenbogens südlich von Zesch, Höhe 90, nordwestlich von Baruth. Nur 40% nordisches Material, sonst viele Sandsteine, Quarzite, Feuersteine und Kieselschiefer.

10 Rapakiwi, 32 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 1 Roter, 7 Braune Ostseeporphyre, 1 Ragundagranit, 5 Grönklittporphyrite, 3 Garberggranitporphyre, 1 Heden-, 1 Katilla-, 4 Rote Särna-, 12 Bredvadporphyre, 2 Digerbergsandsteine, 41 Granite, 8 Hälleflinten, 3 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 1 Alminding-, 2 Filipstadgranite. Verhältniszahl 3340.

101 Geschiebe von 2—10 cm aus ∂s≈ vom Möllenberg bei Neu-Mühle (Niederlehme). Verhältniszahl 4240.

1 Prickgranit, 8 Rapakiwi, 27 Granite, 1 Granitporphyr von Aland, 4 Braune Ostseeporphyre, 4 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 1 Roter Särna-, 7 Bredvadporphyre, 1 Digerbergsandstein, 30 Granite, 12 Hälleflinten, 2 Porphyre von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 2 Filipstadgranite.

124 Geschiebe von 2,5—15 cm aus ∂m in der Baugrube der Kaserne zwischen Karlhöhe und Bergschlößchen am Rauener Weg in Fürstenwalde. Verhältniszahl 5140.

14 Rapakiwi, 34 Granite, 4 Granitporphyre von Aland, 2 Rote, 2 Braune Ostseeporphyre, 4 Grönklittporphyrite, 1 Heden-, 1 Kallberget-, 1 Blyberg-, 3 Rote Särna-, 4 Bredvadporphyre, 1 Garberggranitporphyr, 40 Granite, 4 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 3 Paskallavikporphyre, 5 Filipstadgranite. Metamorpher Ragunda-Sandstein.

113 Geschiebe von 3—15 cm aus dg und dG (teilweise aufgerichtet) der Kiesgrube am Biermannsberg bei Fürstenwalde. Verhältniszahl 3250.

1 Prickgranit, 10 Rapakiwi, 12 Granite, 4 Granitporphyre von Aland, 1 Siljangranit, 1 Roter, 1 Brauner Ostseeporphyr, 5 Grönklittporphyrite, 1 Venjanporphyrit, 2 Garberggranitporphyre, 1 Blyberg-, 2 Kallberget-, 2 Heden-, 7 Bredvadporphyre, 45 Granite, 7 Hälleflinten, 2 Porphyre, 1 Syenitporphyr von Smaland, 1 Paskallavikporphyr, 1 Eutaxit, 1 Bornholm-, 3 Filipstadgranite.

161 Geschiebe aus Kames in den Jagen 103/126 der Staatsforst Cölpin (Rauener Berge bei Fürstenwalde. Aufsammlung von W. Bennhold), meist größer als Kopfgröße, gleichmäßig in ∂s≈ verteilt. Verhältniszahl 7120.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

54 Rapakiwi, 17 Granite und Porphyre, 3 miarolithische Granite von Aland, 2 finnische Rapakiwi, 2 Vehmaagranite, 13 Rapakiwi und Quarzporphyre, 3 Granite von Rödö, 3 aplitische Siljangranite, 17 Graue Refsundgranite, 2 Rätangranite, 1 Roter, 1 Brauner Ostseeporphyr, 2 Grönklitt-, 1 Venjanporphyrit, 1 Sala-, 6 Upsalagranite, 1 Mälar-, 1 Bredvadporphyr, 1 Ostsee-, 2 Asby-Diabase, 2 Kinne-Diabase, 1 Bornholmgranit, 1 Bohuslän-, 1 Trannas-, 14 Filipstadgranite, 1 Växiödiorit, 3 Granite, 1 Hälleflinta von Smaland, 1 Hornblendegneis von Rudsbyn.

93 Geschiebe von 2,5—10 cm aus ∂G der Höhe 97,8 der Kranichberge bei Rüdersdorf. Verhältniszahl 3250.

6 Rapakiwi, 16 Granite, 1 Granitporphyr von Aland, 3 Braune Ostseeporphyre, 5 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 1 Roter Särna-, 2 Katilla-, 9 Bredvadporphyre, 1 Digerbergsandstein, 31 Granite, 12 Hälleflinten, 2 Porphyre, 1 Syenitporphyr von Smaland, 2 Filipstadgranite.

103 Geschiebe von 3—15 cm aus ∂m der südwestlichen Feldmark Hortwinkel bei Rüdersdorf. Verhältniszahl 4150.

15 Rapakiwi, 17 Granite, 3 Granit-, 1 Quarzporphyr von Aland, 1 Brauner Ostseeporphyr, 5 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 1 Brauner Särna-, 1 Blyberg-, 2 Bredvadporphyre, 2 Digerbergsandsteine, 32 Granite, 10 Hälleflinten, 2 Porphyre, 1 Syenitporphyr von Smaland, 4 Paskallavikporphyre, 1 Bornholm-, 3 Filipstadgranite.

247 Geschiebe von 5—25 cm aus ∂gs$_{\varepsilon}$ (block- und geröllreich) 1 km nördlich Pillgram. Verhältniszahl 3250.

1 Pyterlit, 1 finnischer Rapakiwigranitporphyr, 16 Rapakiwi, 54 Granite, 6 Granitporphyre von Aland, 1 Roter Siljangranit, 2 Asby-Diabase, 2 Ostsee-Syenitporphyre, 15 Braune Ostseeporphyre, 4 Grönklittporphyrite, 7 Garberggranitporphyre, 1 Roter Särna-, 1 Kallberget-, 2 Heden-, 11 Bredvadporphyre, 1 Digerbergsandstein, 1 Stockholm-, 1 Upsalagranit, 94 Granite, 8 Hälleflinten, 4 Porphyre, 1 Eutaxit von Smaland, 3 Paskallavikporphyre, 1 Almingding-, 11 Filipstadgranite.

84 Geschiebe von 2—25 cm aus ∂gs$_{\varepsilon}$ der Endmoränenhöhe hart südlich Radenickel nordwestlich von Krossen. Verhältniszahl 3340.

1 Pyterlit, 14 Granite, 3 Rapakiwi, 2 Granitporphyre von Aland, 1 Roter Siljangranit, 1 Brauner Ostseeporphyr, 3 Grönklittporphyrite, 1 Garberggranitporphyr, 1 Heden-, 1 Brauner Särna-, 2 Rote Särna-, 2 Blyberg-, 15 Bredvadporphyre, 28 Granite, 3 Hälleflinten, 2 Porphyre von Smaland, 2 Paskallavik-, 1 Nymalaporphyr.

122 Geschiebe von 2—10 cm aus ∂m (mit geringmächtigem ∂s) der westlichen Feldmark Merzdorf, nordwestlich Krossen. Verhältniszahl 4240.

8 Rapakiwi, 25 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 1 Prickgranit, 2 Rote, 2 Braune Ostseeporphyre, 1 Grönklittporphyrit, 2 Garberggranitporphyre, 3 Rote Särna-, 13 Bredvadporphyre, 50 Granite, 2 Hälleflinten von Smaland, 1 Filipstadgranit.

60 Geschiebe von 2—15 cm aus ∂m im Wald am Südhang des Endmoränenrückens mit Höhe 125 vom Bahnhof nördlich Seedorf—Jühnsdorf. Verhältniszahl 4240.

1 finnischer Rapakiwigranitporphyr, 1 Roter Refsundgranit, 4 Rapakiwi, 16 Granite von Aland, 1 Roter Ostseeporphyr, 1 Grönklittporphyrit, 2 Gar-

berggranitporphyre, 1 Kallberget-, 8 Bredvadporphyre, 19 Granite, 2 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 1 Roter Graverforsgranit, 2 Filipstadgranite.

21 Geschiebe von 1—10 cm aus gestauchtem dm in der Lehmgrube an der Straße Posenbrück—Bergvorwerk bei Bomst. Verhältniszahl 6310.

1 Prickgranit, 2 Rapakiwi, 7 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 1 Ragundagranit, 1 Bredvad-, 1 Heden-, 1 Blybergporphyr, 4 Granite, 1 Hälleflinta von Smaland.

159 Geschiebe von 3—10 cm aus ∂gs von der Höhe 2 km westlich vom ehemaligen Vorwerk Lusche bei Unruhstadt. Verhältniszahl 4240.

1 Bottenmeer-Quarzporphyr, 20 Rapakiwi, 42 Granite, 7 Granitporphyre von Aland, 10 Braune Ostseeporphyre, 1 Ostsee-Syenitporphyr, 3 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 1 Heden-, 13 Bredvadporphyre, 3 Digerbergsandsteine, 41 Granite, 6 Hälleflinten, 1 Porphyr, 1 Streifige Hälleflinta von Smaland, 2 Paskallavikporphyre, 5 Filipstadgranite.

171 Geschiebe aus ∂gs von derselben Höhe bei Lusche bei Unruhstadt. Verhältniszahl 4240.

1 Pyterlit, 2 finnische Rapakiwigranitporphyre, 14 Rapakiwi, 46 Granite, 5 Granitporphyre von Aland, 1 Ragundagranit, 5 Braune Ostseeporphyre, 7 Grönklittporphyrite, 7 Garberggranitporphyre, 18 Bredvadporphyre, 52 Granite, 10 Hälleflinten von Smaland, 3 Filipstadgranite.

118 Geschiebe von 3—10 cm aus ∂m bei Höhe 96,6 südöstlich vom ehemaligen Vorwerk Lusche bei Unruhstadt. Verhältniszahl 4240.

1 finnischer Rapakiwigranitporphyr, 1 Uralitporphyrit, 14 Rapakiwi, 26 Granite, 7 Granitporphyre von Aland, 2 Rote, 2 Braune Ostseeporphyre, 1 Grönklittporphyrit, 1 Garberggranitporphyr, 2 Rote Särna-, 10 Bredvadporphyre, 31 Granite, 8 Hälleflinten, 5 Porphyre, 1 Syenitporphyr, 1 Eutaxit von Smaland, 2 Emarpporphyre, 4 Filipstadgranite.

101 Geschiebe von 3—10 cm aus ∂m am Weg von Bomst nach Neudorf, 2 km nordöstlich Bomst. Verhältniszahl 3340.

1 Pyterlit, 9 Rapakiwi, 18 Granite, 5 Granitporphyre von Aland, 2 Asby-Diabase, 1 Roter, 8 Braune Ostseeporphyre, 1 Garberggranitporphyr, 5 Grönklittporphyrite, 2 Rote Särna-, 10 Bredvadporphyre, 25 Granite, 8 Hälleflinten, 5 Porphyre von Smaland, 1 Emarpporphyr, 1 Järngneis, 1 Filipstadgranit.

130 Geschiebe von 4—20 cm (darunter 3 Blöcke) aus ∂m von Vorwerk Lehmgrube östlich Beeskow. Verhältniszahl 3160.

2 Prickgranite, 1 Roter Refsundgranit, 9 Rapakiwi, 27 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 1 Öje-Diabasporphyrit, 8 Braune Ostseeporphyre, 1 Grönklittporphyrit, 3 Garberggranitporphyre, 1 Blyberg-, 2 Bredvadporphyre, 46 Granite, 11 Hälleflinten, 4 Porphyre, 1 Streifige Hälleflinta, 1 Syenitporphyr, 1 Eutaxit von Smaland, 5 Paskallavikporphyre, 4 Filipstadgranite.

80 Geschiebe von 2—15 cm aus ∂s des Marienberges südlich Krugau (zwischen Beeskow und Lübben). Feuersteinreich, viele Windschliffe, weiße Quarzite, Milchquarze. Verhältniszahl 3340.

5 Rapakiwi, 20 Granite, 2 Granitporphyre von Aland, 3 Braune Ostseeporphyre, 2 Grönklittporphyrite, 2 Garberggranitporphyre, 4 Rote Särna-, 1 Blyberg-, 8 Bredvadporphyre, 2 Digerbergsandsteine, 23 Granite, 5 Hälleflinten, 1 Porphyr von Smaland, 1 Paskallavikporphyr.

Schriften

BESCHOREN, B.: Über jungglaziale Staubeckentone zwischen Havel und Oder. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, **55**, S. 395—428, 9 Abb., 6 Taf., 1 Tab. 1935.

BEURLEN, K.: Glazialmorphologische Grundzüge Schleswig-Holsteins. — Z. Geschiebef. u. Flachlandsgeol., **14**, Beih., S. 1—19, 1 Abb. 1938.

VON BÜLOW, K.: Zum Problem der Eberswalder Pforte. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, **55**, S. 28—43, 3 Abb., 1 Taf. 1935.

DIETRICH, W. O.: Über den Rixdorfer Horizont im Berliner Diluvium. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 193—221, 5 Abb. 1932.

HESEMANN, J.: Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. II. Der Züllichauer Bogen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, **58**, S. 455—471, 1 Taf. 1938.

KEILHACK, K.: Geologische Übersichtskarte der Provinz Brandenburg 1:500 000. — Berlin 1921.

KNAUER, J.: Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungs-Phase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt, **21**, 65 S., 1 K., 9 Taf. München 1935.

ROETHE, O.: Über Stauchungen im Braunkohlentertiär der östlichen Mark Brandenburg. — Jb. hallesch. Verb., **11**, S. 185—224, 8 Abb., 7 Taf. 1932.

SCHOTT, C.: Die Formengestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands. — Z. Gletscherk., **21**, S. 54—98, 1 Abb. 1933.

SCHULZ, G.: Die Lagerungsverhältnisse des Braunkohle führenden Tertiärs und des Diluviums in der östlichen Mark. — Braunkohle, **28**, S. 61—68, 85—98, 126—132, 14 Abb. 1929.

SOERGEL, W.: Die Vereisungskurve. — 87 S., 1 Taf. Berlin 1937.

WOLDSTEDT, P.: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. — Sber. preuß. geol. L.-A., **2**, S. 115—119. 1927.

— : Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. — Geol. Rdsch., **29**, S. 481—490, 2 Abb. 1938.

Urschrift eingegangen am 9. Dezember 1938

Druckauftrag erteilt am 27. Juni 1939

Der Bayrische und Böhmer Wald

Die Entwicklung seiner Landschaft im Laufe der geologischen Geschichte

Von Georg Fischer, Berlin

Inhalt

Seite

1. Begrenzung und Flächenausdehnung 55
2. Höhengliederung 56
3. Das Entwässerungsnetz 57
   a) Die SW-Randzone mit konsequenter Entwässerung zur Donau 57
   b) Die mittlere Zone mit subsequenter Entwässerung nach NW und SO . . 59
   c) Die NO-Randzone mit nordöstlich gerichteter Entwässerung 64
4. Tektonische Einflüsse im Landschaftsbild und ihre Kontrolle an den übergreifenden jungen Schichten der Umgebung 64

Zusammenfassung 79

Schriften 80

1. Begrenzung und Flächenausdehnung

Gegenstand der Arbeit ist der südwestliche Grenzwall der Böhmischen Masse, soweit er durch „herzynisches Streichen" seiner Gesteine charakterisiert ist. Die Länge des Gebirgszuges beträgt von Regensburg bis östlich von Linz etwa 200 km, die Breite von der Donauebene bis zum flach hügeligen innerböhmischen Gebiet etwa 70 km. Seine schärfste Grenze bildet nach SW die Donauebene von Regensburg bis Pleinting (bei Vilshofen). Weiter nach SO ist die Grenze recht unbestimmt, da das Grundgebirge hier ganz allmählich unter das auflagernde Tertiär verschwindet. Im Westen ist die Grenze morphologisch durch die Regentalung von Regensburg bis Regenstauf und ihre Verlängerung bis zum Schwandorfer Becken bestimmt, geologisch durch den „Keilberg"-Randbruch, der knapp östlich dieser Linie verläuft. Nach NW markiert die Bodenwöhrer-Bucht und die Senke von Cham-Furth die Grenze gegen den „Oberpfälzer Wald". Diese Grenzfestsetzung ist bis zu einem gewissen Grade willkürlich, da die Gesteinszüge des Oberpfälzer Waldes die unmittelbare streichende Fortsetzung der Gesteine des Böhmer Waldes sind. Sie erscheint trotzdem berechtigt durch die Tatsache, daß hier eine breite und tiefe Senke den ganzen Gebirgskörper durchzieht und daß dieses morphologische Merkmal auch mit einem merklichen Umschwenken

des Generalstreichens zusammenfällt. Als Nordostgrenze des Gebirges soll hier die Verbindungslinie der Tertiärverbreitung vom Budweiser Becken nach Horazdowitz—Klattau—Taus dienen. Die heutige Höhe der Flußauen des Moldausystems liegt an dieser Linie etwa 360—380 m ü. d. M.

Als Südostgrenze diene jene durch Tertiärreste gekennzeichnete Tiefenlinie, die aus dem Gallneukirchener Becken über Freistadt zum Budweiser Becken verläuft. Den besten Überblick gewähren die Höhenschichtkarten 1:200 000, auf die hiermit zur Benutzung verwiesen wird.

2. Höhengliederung

Innerhalb des so umrissenen Gebietes bilden die höchsten Erhebungen der Arber (1457 m), Rachel (1452 m), Lakaberg (1394 m), Blöckenstein (1378 m), Lusen (1370 m), denen sich als weitere bemerkenswerte Gipfel noch der Dreisessel, Kubany, Seewand und Osser anschließen, sowie viele andere, die weniger markant heraustreten.

Da das dem Gebirge nach SW vorgelagerte Straubinger Becken nur eine Meereshöhe von knapp über 300 m aufweist und das Linzer Becken nur 250 m ü. d. M. liegt, sind die Höhenunterschiede insgesamt bis zu 1200 m hoch, also für ein Mittelgebirge recht beträchtlich. Der Gebirgscharakter wird besonders dadurch betont, daß das Gebiet keineswegs einen einförmigen und gleichmäßigen Abfall seiner Oberfläche von einer zentralen Kuppel bietet, sondern eine Reihe von langen, streichenden Kämmen aufweist, die durch tiefe Senken voneinander geschieden sind. Der erste dieser streichenden Kämme begleitet auf ein langes Stück den Rand der Donausenke, so daß kaum 10 km von der tief liegenden Donau das Gebirge in über 1100 m hohen Häuptern gipfelt. Hinter diesem Kamm des „Vorderen" oder „Bayrischen" Waldes stellt sich die bis 10 km breite Senke ein, die vom Chamer Becken im NW bis zum Efferding-Ottensheimer Becken im Mühlviertel nach SO verfolgen läßt. Dann erst kommt der in sich weniger stark gegliederte Böhmer Wald, der seine Hauptgipfel wieder in der Nähe seines Südwestrandes trägt (Arber, Lusen, Rachel, Dreisessel, Blöckenstein, Hochfichtel-Berg). Nach NO fällt dieser „Innere" Wald nur langsam ab und zeigt keine so weit durchlaufenden Längsfurchen, mit Ausnahme des oberen Moldautales.

Neben dieser Längswellung besitzt das Gebirge aber auch eine ebenso deutliche Quergliederung, die das ganze zu einem eigenartigen Gitterwerk machen.

Von dem Chamer Becken und der Further Senke haben wir bereits oben als der Nordwestgrenze des Böhmer Waldes gesprochen. An sie schließt sich nach SO eine breite Querschwelle an, die durch die Verbindung der Punkte Hoher Bogen — Sattelpeilnstein — Höhen nördlich von Schöllnach — Lusen — Aussergfild — Hoher Bogen etwa umgrenzbar ist. Dieses etwa 60 km lange und bis 40 km breite Viereck enthält gleichzeitig den ganzen hohen Kamm des Vorderen Waldes und die Hauptmasse des Böhmischen Waldes. Die Ostgrenze dieser Schwelle bildet die verhältnismäßig tief eingesenkte Fläche des Passauer Waldes, der im Böhmischen Kamm ebenfalls eine etwa 300 m tiefe Kammdepression zwischen Lusen und Dreisessel entspricht, die auch noch am Nordrand des Böhmer Waldes in der Lücke zwischen dem Lecker Berg und Kubany spürbar ist. Allerdings verringert sich die Breite der Senke von SW nach NO von etwa 25 km im Bereich

des Bayrischen Wald-Kammes auf knapp 12 km zwischen Leckerberg und Kubany und gleichzeitig die Tiefe von 500 m auf etwa 200 m. Nach O folgt eine neue Querleiste, die durch höhere, mittlere Landoberflächen und Gipfelhöhen gegenüber der vorangegangenen Senke ausgezeichnet ist. Ich bezeichne sie als die „Wegscheider Schwelle". Sie beginnt im Süden im Neuburger Wald und zieht nach N zum Haidelberg — Dreisessel — Hochfichtel-Berg und weiter zum Kubany bis Großen Chum-Berg. Dieser nördliche Teil ist allerdings durch das Eingreifen des oberen Moldautales stark erniedrigt und zeigt keine so augenfälligen Unterschiede in der Höhengliederung gegen seine Nachbargebiete, wie sie im S bestehen. Östlich dieser Schwelle bildet das Aschach-Efferdinger Becken, das Gneisgebiet von Neufelden-Haslach und die weiten Verebnungen des Moldautales bei Ober-Plan eine neue morphologische Senke, die ihrerseits im O wieder abgelöst wird durch eine Schwelle, die von Linz über den Lichtenberg — Sternspitze zum Plansker Wald sich erstreckt. Es folgt dann die Tiefenlinie von Freistadt, die zur Ostgrenze des ganzen Gebietes gewählt wurde.

Bevor wir uns mit der Frage auseinandersetzen, durch welche Umstände die heutige Höhengliederung und Verteilung hervorgerufen ist, sei ein kurzer Überblick über das heutige Entwässerungsnetz gegeben.

3. Das Entwässerungsnetz

Die heutige Höhen- bzw. Tiefenlage der angrenzenden Gebiete bestimmt naturgemäß weitgehend die Art der Entwässerung unseres Gebirges. Die Donaulinie als Entwässerungsbasis hat zur Einschneidung einer großen Anzahl von Gerinnen in den Südwestrand des Bayrischen Waldes geführt. Die entgegengesetzte, nordöstliche Langseite des Innerböhmischen Beckens bildet ebenso die Basis einer Reihe nordöstlich gerichteter Flußläufe, während dazwischen eine Zone subsequenter Täler liegt, die gegen die nordwestliche bzw. südöstliche Gebirgsgrenze gerichtet sind.

a) Die Südwestrandzone mit konsequenter Entwässerung zur Donau

Hervorzuheben ist die sehr verschiedene Länge der einzelnen Gerinne. Während viele unmittelbar vom Steilrand zur Donau eilende Bäche zwischen Donaustauf und Münster kaum einige Kilometer Lauflänge aufweisen, reicht das Tal der Kinsach von Ascha-Sattelbogen 17 km Luftlinie ins Gebirge zurück und ebenso die Menach im Tal von Mitterfels-Konzell. Die größte Länge erreicht aber die Ilz, die mit ihren verzweigten Quellästen bis 45 km Luftlinie sich von der Donau nach N entfernt. Sie berührt sich unmittelbar mit den Quellästen der Wottawa, die nach NO ins Böhmische ablaufen. Hier ist also heute keine „subsequente" Mittelzone entwickelt. Das Einzugsgebiet der Ilz und Wottawa bildet eine „Scheitelung", quer zur Längsachse des Gebirges, von der aus sich nach W das Einzugsgebiet des Regens mit Nordwestgefälle, nach O mit Südostgefälle das der oberen Moldau, des Großen Mühl- und des Michlbaches anschließen. Noch weiter nach O verschmälert sich dementsprechend das Gebiet konsequenter Südentwässerung wieder erheblich und erreicht hier nur mehr etwa 20 km Tiefe.

Ebenso auffällig wie diese großen Unterschiede in der Lauflänge ist die im großen gesehen reine N—S-Richtung der meisten und bedeutendsten Bäche und Flüsse der „konsequenten" Südwestrandzone, die im Widerspruch steht zu dem NW—SO-Verlauf der Donau und der Randböschung des Bayrischen Waldes. Wären diese Wasserläufe als konsequente Hanggerinne entstanden, so sollte man im allgemeinen einen NO—SW-Verlauf erwarten. Solche Gerinne fehlen nicht ganz und gar, namentlich in nächster Nähe der Donau, aber schon in geringer Entfernung von ihr verkümmern sie entweder, oder sie schwenken entschieden in die N—S-Richtung ein. Als Erklärung für dieses Verhalten sind zwei Gründe im Schrifttum geltend gemacht worden: Endweder Abhängigkeit der Gerinne von einem Kluftsystem der Gesteine oder ältere Anlage dieser N—S-Täler, bevor die NW—SO-Grenze des Bayrischen Waldes und die Donau vorhanden war. In der Tat handelt es sich hierbei nicht um ein „Endweder—Oder", sondern beide Gründe wirken zusammen. Von ausschlaggebender Bedeutung ist aber der zweite. Es gibt in den alten Gesteinen des Bayrischen Waldes so viele verschiedene Kluftsysteme, daß nahezu jede Windrosenrichtung auch durch Klüfte ausgezeichnet ist. Daß die N—S-Richtung in so hervorragendem Maße die Entwässerung in der Südwestrandzone bestimmt, muß als Folge des Vor-Donau-Hanggefälles bezeichnet werden. Diese Gerinne sind also nur scheinbar „echte" Nebenflüsse der heutigen Donau. In der Tat kommen in ihnen alte Talbodenreste vor, und viele von ihnen entspringen auf alten, flachen Talwasserscheiden, die in nordwärts geneigte Täler hinüberführen. Diese nach N führenden Täler stellen in allen Fällen genaue Fortsetzungen der Randtäler dar. Als ein Beispiel für viele sei hier auf das Tal des Bogenbaches bei Deggendorf hingewiesen, das sich nach N in das Tal der Teisnach fortsetzt, die beim Ort Teisnach in den Regen mündet. Es muß als sicher gelten, daß diese heute entgegengesetzt geneigten Talstücke in nicht allzu entfernter geologischer Vergangenheit einheitliche und zwar nach S geneigte Täler waren. Daß die N—S-Gerinne älter als die Donau sind, wird bewiesen durch den von Klüpfel erbrachten Nachweis, daß ebensolche N—S-Täler mit Auffüllung durch obermiozäne Braunkohlenschichten im Gebiet von Regensburg den heutigen Donaulauf 70 m unterteufen. Ebenso ist nachgewiesen, daß die Taltrichter der Kinsach bei Steinach und des Bogen bei Hunderdorf in vorobermiozäner Zeit bereits etwa 100 m tiefer ausgefurcht waren als heute und wie die Täler bei Regensburg durch obermiozäne Braunkohlenschichten aufgefüllt sind. Da die Donau erst im Pliozän im Gefolge einer tektonischen Phase und der Aufschotterung der schwäbisch-bayrischen Hochebene entstand, ist das höhere Alter der N—S-Randtäler des Bayrischen Waldes also unmittelbar beweisbar.

Die heutigen Talwasserscheiden und die Fortsetzung der N—S-Täler mit entgegengesetzter Entwässerungsrichtung, auf die besonders v. Staff (1910) aufmerksam gemacht hat, ist demnach so zu deuten, daß diese alten vorobermiozänen Täler sich ursprünglich noch viel weiter nach N erstreckten als heute das Einzugsgebiet der „konsequenten" Entwässerung der Südwestrandzone reicht. Die heutige Morphologie spricht in diesem Sinne für einen alten „Bogen" nicht nur bis Teisnach, sondern zurück bis Arnbruck. Das Zwieseler Becken scheint in der damaligen Zeit einerseits über die Rinchnach zum Lallinger Winkel oder über Abtschlag zur Ilz, andererseits über die Flanitz ebenfalls zur Ilz entwässert zu haben. Südlich von Cham zeigt

das Tal von Ascha bei Stallwang eine Gabelung, deren westlicher Ast durch eine Talwasserscheide hinüberführt in das Tal des Trailbaches, der ins Chamer Becken mündet. Der östliche Ast zeigt ebenfalls eine flache Wasserscheide und setzt sich über Traitsching—Loifling zum Chamer Becken fort. Es muß als auffallend bezeichnet werden, daß nördlich des Chamer Beckens zwei entsprechende flache Scheiden über Grafenkirchen bzw. Bernried in das nördlicher gelegene Rötzer Becken hinüberführen und daß dieses Becken wiederum zwei nach N gerichtete Arme in dem Zug Grafenkirchen—Treffelstein und Rötz—Winklarn aufweist, die als Fortsetzung der beiden Rinnen südlich des Chamer Beckens gedeutet werden können. Bestehen diese Beziehungen zu Recht, so griffen damals die N—S-Talungen über 60 km ins Gebirge ein und reichten über das heutige Chamer Becken tief in den Oberpfälzer Wald. Es besteht natürlich zwischen diesen Flüssen und dem N—S-Unterlauf des Regens zwischen Regenstauf und Regensburg und der Naabtalung von Weiden—Nabburg—Schwandorf viele Analogie.

Ein Vergleich der heutigen Südwestrandzone mit den Resten eines älteren Landschaftszyklus zeigt also, daß die heutige Reichweite der Entwässerung zur Donaubasis stark eingeschränkt erscheint gegenüber dem älteren Zustand. Dies wirkt zunächst sonderbar, da doch heute ebenfalls die Donau die tiefste Erosionsbasis des ganzen Gebietes ist. Es müßten also an allen heutigen Wasserscheiden zwischen unmittelbaren Nebenflüssen der Donau und solchen, die erst dem Regen und nach langem Umweg schließlich auch der Donau zuströmenden Gerinnen die ersteren im Vorteil und die Wasserscheide nach N zu verlegen bestrebt sein. Der Gebietsverlust der N—S-Gerinne ist aus der Abdachung und den heutigen Höhen nicht zu erklären. Wir werden sehen, daß die Erklärung in den Folgen tektonischer Bewegungen zu suchen ist.

Die rasche Eintiefung des Donaustromes seit dem Oberpliozän hat seine Trabanten zwischen Passau und Linz zu einer fast reinen Tiefenerosion gezwungen. Die Eintiefungsarbeit der Unterläufe hat daher bisher noch fast ganz ihre Kraft aufgezehrt, so daß zur Seitenerosion und zum Rückwärtsschneiden noch nicht viel Zeit und Kraft übrig blieb. Immerhin ist im SO die Abzapfung der subsequenten Groß-Furche der Pfahlzone durch die südwärts entwässernde Große und Kleine Mühl bemerkenswert. Im selben Sinne wird sich weiter donauaufwärts mit fortschreitender Ausräumung des Donautales auch das Einzugsgebiet der N—S-Trabanten wieder ausdehnen auf Kosten des Regen-Gebietes.

b) Die mittlere Zone mit subsequenter Entwässerung nach NW und SO

Schon oben wurde betont, daß man strenggenommen nicht von einer durchlaufenden „Zone" subsequenter Entwässerung des Gebirges sprechen kann, da im Gebiet nördlich von Passau das Einzugsgebiet der Ilz und Wottawa die subsequente Entwässerung durch eine Art Querscheitel unterbrechen. Immerhin ist auch in diesem Gebiet die im NW und SO subsequent entwässerte Pfahlzone als morphologisches Bauelement so deutlich entwickelt, daß man die beiden Teilstücke auch in hydrographischer Richtung zu einer Einheit sich ergänzt denken kann. Wir wollen sie daher auch so behandeln.

Die nordwestliche Hälfte besteht aus der von Kamm zu Kamm bis 15 km breiten und etwa 70 km langen Regenfurche zwischen dem Bayrischen und

Böhmer Wald. Nördlich des Schwarzen Regentales folgen noch weitere Parallelfurchen: das „Kaitersbachtal" und das „Weiße Regental" oberhalb Grafenwiesen, auch das Frey-Bachtal bei Neukirchen ist hier anzuschließen. Die Breite der Subsequenzzone erreicht hier an ihrer Basis (der Cham-Further Senke) etwa 30 km. Es sei hier erwähnt, daß eine ganz ähnliche Subsequenzrinne sich bei Deggendorf von dem heutigen Gebirgsrand ablöst und als fossiler Talzug über Hengersberg—Außernzell nach Passau zieht (Stadler 1925, Schulz 1926) und daß mit großer Berechtigung auch das Donautal selbst zwischen Passau und Aschach einer solchen Subsequenzrinne gleichgestellt werden kann. Die südöstliche Hälfte der Subsequenzzone ist im übrigen charakterisiert durch den ebenfalls an 70 km langen, weiten Talzug der oberen Moldau. Südlich von ihr folgt in der Pfahlzone der Michlbach, die Große und Kleine Mühl, die mit ihren flachen Talwasserscheiden etwa dem Charakter der Kötzting-Bodenmaiser Furche im Westteil entsprechen. Die Schlögen-Aschacher Furche (Graber 1902) erscheint als Fortsetzung des Hengersberg-Passauer Talzuges im Westteil der Zone.

Charakteristisch ist für diese ganzen Täler, daß sie weite, alte Talböden mit tiefgründigem Zersatz haben, daß diese reifen, alten Täler einen einheitlich parallel dem Gesteinsstreichen gestreckten Verlauf aufweisen und daß darin eingeschnittene jüngere Talformen den Charakter von „eingeschnittenen Mäandertälern" haben. Die streichenden Furchen mit tiefgründigem Gesteinszersatz decken sich vielfach nicht genau mit dem heutigen Entwässerungsbild. So zieht als Fortsetzung des subsequenten Tales des Weißen Regens eine solche Senke über Rimbach—Thenried weiter zur Further Senke. Die Furche des Kaitersbachtales beginnt im SO bereits im Zwieseler Becken und zieht über Langdorf—Bodenmais—Arnbruck—Kötzting—Lederdorn—Runding über das Chambtal bis in das Gebiet von Pemfling. Und die Niederung des Pfahlgebietes, die im Nordwestteil vom Regen benutzt wird, setzt sich auch nach dem Ausschwenken des Flusses nach N weiter nach SO als deutliche morphologische Einheit über Kirchdorf i. W.—Grafenau—Freyung—Klafferstrass—Haslach weit ins Mühlviertel fort. Aus diesen Tatsachen läßt sich jedenfalls ableiten, daß diese Großfurchen nicht das Werk der heutigen Flußläufe und jener Erosionsbelebung sind, die sich in der Einschneidung dieser Flüsse in den gesunden Fels der alten Wannen äußert. Vielmehr haben die gestreckten Großfurchen als ältere Oberflächenformen die heutige Entwässerung bestimmt. Auf Grund theoretischer Überlegungen glaubte v. Staff (1910) die subsequenten Furchen als jünger auffassen zu müssen als die Anlage der N—S-Entwässerung. Er suchte ihre Entstehung zu begreifen als Folge einer besonders leichten Ausräumbarkeit bestimmter streichender Zonen der Gneise, die die rückwärtsschneidenden Flüsse bei einer Erosionsbelebung in diesen Zonen auswuchern ließ. In der Tat sind die hauptsächlichen Großfurchen subsequenter Richtung an tektonische Bewegungszonen im Gneis gebunden, die durch Zerrüttung des Gesteinsgefüges den Erosionsangriff besonders begünstigten, und einzelne Stellen im heutigen Flußnetz stimmen mit der v. Staff'schen Auffassung gut überein, z. B. das Einschwenken der Großen und Kleinen Mühl, sowie des Kl. Michlbaches in ihren Oberläufen in die Pfahlzone zwischen Klafferstrass und Helfenberg im Mühlkreis. Andererseits gibt es ebenso typische Beispiele dafür, daß Gewässer dieselbe Subsequenzzone in Erosionsschluchten queren ohne auszuwuchern, wie z. B. das Reschwasser westlich von Freyung, die große Ohe westlich von Grafenau.

Betrachten wir ferner den Lauf des Regen-Flusses etwas genauer, so finden wir, daß er zwischen Eisenstein und Zwiesel in einer N—S-Furche verläuft, die unabhängig vom Gesteinsstreichen ist. Zwischen Zwiesel und Regen quert er nahezu genau das Gesteinsstreichen. Auch in der dann folgenden Strecke Regen—Teisnach—Viechtach ist sein Lauf nur im großen und ganzen dem Gesteinsstreichen parallel, im einzelnen weicht er dagegen unter allen möglichen Winkeln davon ab und zeigt nur eine geringe Neigung, durch Auswucherung parallel dem Gesteinsstreichen die einzelnen eigenwilligen Flußschlingen zu begradigen. Unterhalb Viechtach verläßt der Regenlauf die tektonisch vorgezeichnete Pfahlzone, die von Viechtach über Altrandsberg nach Pösing verläuft, indem er sich bedeutend mehr nordwärts hält, das Gesteinsstreichen unter spitzem Winkel schneidend. Auch nachdem er bei Miltach in die unmittelbare Nähe der Pfahlzone wieder zurückgekehrt ist, benutzt er nicht die leicht erodierbare Furche über Zandt—Schachendorf, sondern durchbricht in einem tiefen Engtal das Roßberg-Lamberg-Massiv nach N. Diese Beobachtungen beweisen wohl zur Genüge, daß beim gegenwärtigen Erosionszyklus die „leichtere Erodierbarkeit" parallel dem Gesteinsstreichen und bestimmter tektonisch mitgenommener Gesteinszonen keine wesentliche Rolle spielen. Der heutige Erosionszyklus hat die weiträumigen Großfurchen subsequenter Richtung genau so als gegebene Oberflächenformen bereits vorgefunden wie etwa die heutige „konsequente" Entwässerung der Südwestrandzone die älteren N—S-Täler, die bereits bestanden, bevor es das Straubinger Becken und die heutige Donau gab. Es ist daher auch die von v. Staff gegebene Umdeutung der von Mayr beschriebenen Entwässerung der Kötzting—Bodenmaiser Furche nicht richtig. Diese Furche will nicht erst in der Zukunft ein einheitliches Tal werden unter „Kaperung" der alten Quelltrichter des Asbaches und Rotbaches durch den räuberisch in der Subsequenzzone vordringenden Kaitersbach, sondern sie war bereits einmal ein einheitlicher Talzug. Dies beweisen die heutigen flachen Talwasserscheiden mit tiefgründigem Zersatz am Böhmhof südlich Bodenmais, bei Mais und Mooshof westlich Bodenmais und bei Hötzelsried westlich Arnbruck. Dieser einheitliche Talzug ist von dem tief eingeschnittenen Schwarzen Regental aus durch die Schwarzach (Laufumkehr!), den Rotbach und Asbach zerlegt worden. Freilich benützte der heutige Asbach und wohl auch der Rotbach zum Einbruch in das Subsequenztal eine alte Pforte, die bereits in einem älteren Zyklus der N—S-Entwässerung vorgebildet worden war.

Es ist nun die Frage, ob die v. Staff'sche Auffassung, wenn nicht für die heutige, so doch für jene frühere Zeitspanne gilt, in der die weiträumigen Großfurchen subsequenter Richtung entstanden. Wenn auch der geringere Widerstand der Gesteine gegen die Abtragung bei unverändertem Gefälle kaum die Auswucherung des Schwarzen Regens bis nach Eisenstein gestattet hätte, so muß doch mit in Rechnung gestellt werden, daß durch tektonische Bewegungen in einem bestimmten Zeitabschnitt die NW—SO-Richtung der Erosion leichter ausgesetzt gewesen sein kann als die bis dahin vorherrschende N—S-Richtung. Zum Beispiel könnten durch leichte Verbiegungen um NW—SO streichende Achsen und durch ein Axialgefälle gegen das Chamer Becken und die Zone Budweis—Freistadt die Vorbedingungen zur Entwicklung der Subsequenztäler geschaffen und durch Hebung am Donaurandbruch mit Kippung der Landoberfläche die alten N—S-Täler unterbrochen worden sein. Diese Auffassung vertritt Mayr (1910). Man braucht hierbei keineswegs

daran zu denken, daß die heutigen Täler wie das Kaitersbachtal und das Tal des Weißen Regens echte Synklinalen von jenem Tiefgang seien, der durch die Höhe der Begleitkämme und der Talböden gegeben ist. Auch bei dieser Vorstellung könnte ja ein sehr wesentlicher Teil der Talaustiefung und -weitung durch reine Flußerosion geschaffen sein. Die Tektonik brauchte nur den Gewässern Ort und Richtung ihres Laufes vorgezeichnet zu haben. In der Tat darf man die oben angeführten Täler nicht als tiefe, enge Synklinaltäler betrachten, denn derartige Verbiegungen müßten sich ja in der Lagerungsform der angrenzenden Gneise ausprägen, was sie nicht tun. Eine andere Erklärungsmöglichkeit würde noch sein, daß diese Furchen an Staffelbrüchen oder Gräben versenkte Streifen seien. So verlockend diese Auffassung in manchen Fällen erscheint, da die Täler bestimmte Bruchzonen begleiten, so wenig läßt sich diese Vorstellung mit den Beobachtungen an den Terrassensimsen und Eckfluren an den Talmündungen vereinigen. Wir können so z. B. alte Talbodenreste am Südrand des Tales des Weißen Regens verfolgen, die bei Reitenberg und bei Schönbuchen-Reitenstein in derselben Weise übereinander gestaffelt aus dem Tal in das Kötztinger Becken umschwenken. Entsprechende alte Verebnungen umgeben den Hohen Bogen auf seiner Südwest-, Südost- und Nordostseite. Wollte man in diesen Fällen die Morphologie durch Brüche erklären, müßte man zu so unwahrscheinlichen, krummflächigen Störungen greifen, daß das tektonische Bild in keiner Weise wahrscheinlich erscheint.

Wir können also den Anteil erosiver Flußarbeit an der Ausgestaltung der Subsequenzrinnen nicht ableugnen. Ist es denkbar, daß sie ganz allein durch Erosion entstanden sind? Hierbei ist meiner Meinung nach folgendes zu beachten: Die Rückwärts-Ausdehnung des Regen-Einzugsgebietes von der Chamer Bucht aus benötigte lange Zeit, wenn sie durch rückwärtsschreitende Erosion unter Zerschneidung der trennenden Riegel zwischen den einzelnen älteren N—S-Flüssen erfolgte. Nach dieser Vorstellung müßten die einzelnen N—S-Gerinne nacheinander abgezapft worden sein und zwar je östlicher gelegen, desto später.

Während eines gewissen Zeitabschnittes sollte also z. B. die Rinchnach noch nach Süden in den heutigen Lallinger Winkel geflossen sein, während die Teisnach schon gekapert war und eine Laufumkehr erlitt. Diese Teisnach floß aber selbst länger nach Süden als wieder die Menach und Kinsach. Da das vorausgesetzte große Ausdehnungsstreben des Regens eine Belebung der Erosion voraussetzt, sollte diese Belebung auch den N—S-Flüssen zugute gekommen sein, solange sie nur in einer Hebung des ganzen Blockes bestand. Wir sollten also erwarten, daß die später gekaperten östlichen N—S-Gerinne Anzeichen einer längeren und kräftigeren Erosion in ihren Unterläufen erkennen ließen. Diese könnten bestehen in einer tieferen Lage der heutigen Talwasserscheiden gegen die Gerinne der Südwestrandzone und in einer Lage dieser Wasserscheide weiter ab vom südlichen Gebirgsrand als bei den westlicheren Gerinnen. Weder das eine noch das andere ist aber in Wirklichkeit gegeben. Im Gegenteil: Tatsächlich liegt die Talwasserscheide der Menach und Kinsach weiter ab vom Rand und ist wesentlich niedriger als die der Teisnach oder gar der Rinchnach. Ich möchte hieraus einen doppelten Schluß ziehen: 1. daß die Ausdehnung des Regen-Einzugsgebietes in der Subsequenzrichtung nicht durch allmähliches Rückwärtseinschneiden geschah, 2. daß die tektonische Phase, die die Anlage der Subsequenzrinnen

begünstigte, nicht in gleicher Weise auch eine Erosionsbelebung für die aufgezählten N—S-Gerinne brachte. Diese tektonische Bewegung kann daher keine einfache gleichmäßige Hebung des ganzen Blockes gewesen sein.

Diese Schlußfolgerungen sprechen also für die Annahme, daß die subsequenten Großrinnen ihre Entstehung einer Verbiegung oder Zerlegung der älteren Landoberfläche mit neuem Gefäll nach NW (und jenseits der Wegscheider Scheitelung nach SO) verdanken.

Die durch die jüngere Tiefenerosion nicht oder wenig angegriffenen Teile der weiträumigen alten Subsequenzrinnen, wie z. B. die Pfahlzonen zwischen Kirchdorf i. W. und Klafferstrass oder das obere Moldautal von Wallern bis Friedberg zeigen, daß diese alten, weiten Talböden heute eine Höhenlage von 750—800 m Höhe besitzen oder doch besaßen. Auf derselben Landoberfläche liegen oder lagen ursprünglich auch die Talwasserscheiden gegen die N—S-Gerinne der Südwestrandzone. Es ist daraus zu schließen, daß die erste Anlage der Subsequenztäler ebenfalls bereits in vorobermiozäne Zeit zurückgeht. Es wird auf die Altersfrage später noch im Zusammenhang mit der Verbreitung der Kaolinisierung eingegangen werden.

Zwischen das heutige steilwandige, junge Tal (z. B. des Schwarzen Regens) und diese älteste Anlage der Subsequenzrinnen schaltet sich in allen Tälern des nordwestlichen Böhmer Waldes mindestens noch eine überall verbreitete Talstufe ein, die meist zwischen 450—500 m liegt, durch Kaolinisierung ausgezeichnet ist und spätestens ins Obermiozän gestellt werden muß.

Daß die jungen, steilwandigen Täler teilweise in ihrem Lauf beträchtlich von den alten, reifen Subsequenzrinnen abweichen, wurde schon oben dargelegt. Der Grund hierzu war einmal sicher in der Ausbildung einer weiten Rumpffläche mit schwachem Gefäll und mäandrierenden Flüssen zur Zeit der 500 m-Fläche gegeben. Man könnte mit Klüpfel annehmen, daß zu jener Zeit auch eine erhebliche Aufschotterung in den weiten Talauen stattfand, die ein noch weiteres Pendeln der Bäche und Flüsse erlaubte. Eine neue Erosionsbelebung fixierte dann die zufällige Lage des einzelnen Gerinnes durch Tiefenerosion. Es ist aber auch die Möglichkeit in Betracht zu ziehen, daß bestimmte tektonische Bewegungen neuerdings Laufverlegungen erzwangen. Darauf wird weiter unten eingegangen.

Die heutigen subsequenten Flüsse sind also nach dieser Sachlage alte Anlagen, bedingt einerseits durch die leichte Erodierbarkeit bestimmter Bruchzonen im kristallinen Untergrund, andererseits durch spätere Verbiegungen, die eine Entwässerung nach NW und SO ermöglichte. Das Chamer Becken ist ja auch heute mit 360 m Meereshöhe als lokale Erosionsbasis wirksamer als das Becken von Budweis (384 m), Horaždowitz (430 m) oder Neuern (440 m), die die örtliche Erosionsbasis entlang der Nordostlangseite des Gebirges bilden. Die Tertiärreste, die vom Budweiser Becken nach Süden zum Feldaisttal und zum Gallneukirchener Becken weisen, machen es wahrscheinlich, daß auch das Ostende des Gebirges durch eine Senke markiert war, die die Erosionsbasis des Moldautales usw. bilden konnte. In diesem Sinne sind die dem Streichen der Gneise folgenden „subsequenten" Gerinne genau so „konsequente" wie jene der südlichen und nördlichen Randzone, da sie einem gegebenen Hanggefälle folgten.

c) Die NO-Randzone, mit nordöstlich gerichteter Entwässerung

Die Nordostrandzone wird durch die Rubřina, Angel, Wottawa, Wollinka und Blanitz in konsequenter Weise entwässert. Die örtliche Basis bildet der Senkungsstreifen Horaždowitz—Budweis, der durch weite Aufschüttungsflächen, verbreitete Tertiärrelikte, zahlreiche Teiche und die Umknickung des Wottawa- und Blanitzlaufes charakterisiert ist. Etwas weniger klar liegen die Dinge im westlichsten Teil der Randzone. Hier hat das Entwässerungsgebiet des Regens sich bis über Neumark, weit jenseits der alten Hauptwasserscheide des Gebirges ausgedehnt und tritt hier in engste Tuchfühlung mit Rubřina und Angel, die dem Pilsener Becken zustreben. Es wird angenommen, daß früher das ganze Becken von Neukirchen b. hl. Bl. sowie auch die Quellbäche des Weißen Regen von Lam bis zum Arber und von Arrach zum „Eck" ursprünglich zu einer nach N gerichteten Rubřina gehörten.

Auch hier markiert sich also die Wichtigkeit der Chamer Senke als Erosionsbasis.

Wie die tief eingeschnittenen Mäander der Wottawa und Moldau jenseits der Stauungszone von Horaždowitz—Budweis verraten, ist das Entwässerungsnetz älter als die heutige Höhenlage der Landoberfläche.

4. Tektonische Einflüsse im Landschaftsbild und ihre Kontrolle an den übergreifenden jungen Schichten der Umgebung

Weiter vorn ist kurz der Gitterbau des heutigen Landschaftsbildes in Längs- und Querwellen skizziert worden. Dieselbe Gitterung zeigt auch das heutige Flußnetz, in dem sowohl Flußläufe verschiedener Gesamtrichtung verschränkt sind wie auch einzelne Gerinne aus sehr verschiedenen Teilstücken bestehen.

Wir haben oben abgeleitet, daß die Erklärung für dieses Verhalten wahrscheinlich in tektonischen Bewegungen gesucht wierden muß. Zur Bestimmung und Datierung solcher Bewegungen ist es nötig, ein Bezugsdatum zu besitzen. Wenden wir uns daher zunächst der Stratigraphie und Lagerung der jungen Schichten in der Umrandung des Bayrischen und Böhmischen Waldes zu.

Im NO bzw. O liegen im Budweiser und Wittingauer Becken limnische Tertiärschichten in einer Mächtigkeit bis über 118 m, die an der Basis aus groben Sanden, darüber aus weißen, kaolinreichen und aus bunten Tonen bestehen; dann folgen Sande mit Toneisensteinlagen mit Pflanzenresten, ferner graue und braune Tone mit Lignitflözen. Zuoberst liegen schließlich mit übergreifender Lagerung grobe Schotter. Nach den Pflanzenresten soll der tiefere Teil der Schichten noch ins Oligozän, die Braunkohlen führende Gruppe ins Miozän gehören. Die Höhe der oligozänen Landoberfläche ist bis Budweis mit rund 260 m ü. NN. zu beziffern. In den verschiedenen Tertiärbuchten am Südrand der Böhmischen Masse liegt ein altoligozänes, lebhaft gegliedertes Relief des Kristallins unter transgredierender Oligozän-Süßwassermolasse mit Pechkohlenflözen und oligozänen Meeressanden verhüllt. Diese oligozäne Schichtgruppe ist (z. B. bei Krems und im Tullner Becken) selbst noch

lebhaft gestört. Darüber legen sich wesentlich ruhiger und gleichförmiger die randnahen Sande des transgredierenden miozänen Schliermeeres. Während oligozäne Schichten nur versenkt im Aschach—Efferdinger Becken örtlich zu erwarten sind, begleiten die untermiozänen Sande und der hangende Schlier den Südwestfuß des Gebirges bis an die Wolfachlinie südlich von Vilshofen. Die Transgressionsfläche des Untermiozäns liegt dabei im Gebiet von Linz ± 380 m ü. d. M., im Hausruckviertel scheint sie bis annähernd 420 m zu steigen. Südlich Passau liegt sie an der „Oberen Innseite" 410 m hoch, bei Fürstenzell wieder 380 m ü. d. M. und sinkt weiter nach NW im Gebiet von Ortenburg—Vilshofen bis auf 340 m Meereshöhe ab.

Weiter westlich fehlt das marine Miozän ganz, dafür stellen sich limnisch-fluviatile, z. T. braunkohlenführende Obermiozänschichten ein, also eine ähnliche Fazies wie in den innerböhmischen Becken. Dieses Obermiozän, dessen Auflagerungsfläche seinerzeit mindestens eine Kleinigkeit über der Oberfläche des Miozänmeeres gelegen hat, liegt heute bei Hengersberg höchstens etwa 300 m, bei Bogen und Steinach nur 250 m ü. NN. In der Bohrung (Rothpletz 1911) bei Unterharthof nur 213 m. Diese Lage behält es auch bis Regensburg. Die Verfolgung des Randes von Ost nach West zeigt eine gleichsinnige Verschiebung des Alters der auflagernden Tertiärschichten zu immer höheren Stufen. Dies macht wahrscheinlich, daß die Eindeckung in der Tat zeitlich in dieser Richtung fortschritt und daß nicht etwa im Westteil nur die älteren Tertiärschichten durch eine besondere Erosionsphase wieder beseitigt wurden. Es war also der Südrand des Bayrischen Waldes (die Straubinger Scholle) noch im Untermiozän über dem Meeresniveau gelegen, während das Meer schon bis Passau und Vilshofen vorgedrungen war. Im obersten Miozän verschwindet es auch aus diesem Gebiet wieder im Zusammenhang mit der Annäherung des Schliermeeres und macht im Hangenden des Schliers einer braunkohlenführenden limnischen Folge Platz, die schließlich von alpinen Schottern miozänen bis pliozänen Alters eingedeckt werden. Die Oberkante dieses limnischen und fluviatilen Tertiärs liegt nach den Angaben Stadler's (1925) im Gebiet südlich von Passau bei 475 m ü. NN, dagegen ist sie bei Steinach und Hunderdorf, selbst wenn wir die von Gümbel als Quartär kartierten Schotter und Sande noch ganz ins Tertiär stellen, nur etwa 400 m hoch. Daraus folgt, daß die ehemals nahezu horizontale und höchstens schwach nach O geneigte obermiozäne Aufschüttungsebene in der Zwischenzeit eine Verbiegung erlitten hat, die zwischen Passau und Straubing einer Hebung des Passauer Gebietes um 75 m gleichkommt. Aus den oben mitgeteilten Daten über die Transgressionsfläche des Untermiozäns ist zu ersehen, daß die Achse des Hebungsgebietes nicht bei Passau, sondern durch die Wegscheider Schwelle verlief und daß das Ausmaß der Verbiegung der untermiozänen Oberfläche zwischen dieser Achse und den Bohrungen bei Unterharthof nördlich Straubing bereits etwa 200 m erreicht. Man könnte hiergegen einwenden, daß während des Oligozäns und Miozäns eine große abwärtige Undation des Landes zwischen den Alpen und der Böhmischen Masse sich vollzog, die z. B. dazu führte, daß bei Wels die Mächtigkeit der tertiären Decke auf dem Kristallinsocke bereits 1038 m dick ist. Die Höhenlage der Auflagerungsfläche ändert sich daher nicht nur von O nach W, sondern in noch viel stärkerem Maße auch von N nach S. Doch diese Bewegung kann solange wohl außer acht gelassen werden, als wir Punkte gleichen Abstandes von der O—W verlaufenden voralpinen

Muldenachse miteinander vergleichen. Bei den tatsächlichen Beobachtungspunkten ist die Lage die, daß die Punkte zwischen Linz und Passau wesentlich südlicher liegen als jene nördlich Straubing oder gar bei Regensburg. Wir müßten also erwarten, daß sich die randliche Abbeugung zur voralpinen Mulde stärker bei den ersteren als bei den letzteren auswirkt und können schließen, daß die angenommene relative Hebung des Passauer Gebietes sicher nicht durch die voralpine Senke vorgetäuscht, sondern eher verschleiert wird. Diese Hebung muß also eine Eigenbewegung gegenüber dem Straubinger Becken sein.

Die Wegscheider Schwelle ist eine nach dem Obermiozän aufgestiegene Schwelle. Gleichzeitig sanken das Straubinger und Efferdinger Becken relativ ab.

Es ist bei dieser Sachlage wohl auch kein Zufall, daß die Hebungsachse von Wegscheid nur eine schwache Entwicklung reiner N—S-Zertalung in der tief eingeschnittenen „Wilden Ranna" aufweist, während im übrigen ein großer Teil der Niederschläge nicht der Donau unmittelbar, sondern den östlichen und westlichen Senkungsstreifen zustrebt, sich dort mit anderen Gerinnen vereinigt und schließlich seinen Weg nach Süden zur Donau findet. Es liegt nahe, einen Zusammenhang zwischen den festgestellten Verbiegungen der Landoberfläche und der Verteilung der heutigen Gerinne anzunehmen. Der Passauer Wald nördlich der Donau stellt eine Art Zwischenglied zwischen Straubinger Becken und Wegscheider Schwelle dar. Der Nordrand des Passauer Waldes zwischen Abtschlag—Grafenau—Freyung muß ebenso tektonisch mitbedingt sein wie der Ostrand gegen die Wegscheider Schwelle. Die Tiefenlage der Oberfläche des Passauer Waldes erklärt sich nicht allein durch die Erosionsarbeit der Ilz, sondern ist tektonisch vorbedingt. Die Ilz hat sich erst durch diese tektonische Eindellung des Gebietes hier entwickeln können.

Die Frage des Alters der tektonischen Bewegungen ist im vorliegenden Falle dadurch fixiert, daß die obersten Miozän-Schotter vom Königsdobel auf dem Neuburger Wald noch schwach nach NW gekippt erscheinen, während die dann folgenden Pliozänterrassen als eingeschnittene Schotterterrassen tiefere Niveaus belegen und östliches Gefälle besitzen. Die Aufwölbung der Wegscheider Achse bzw. das Einsinken des westlicher gelegenen Gebietes muß sich also besonders an der Wende vom Miozän zum Pliozän bzw. im Unterpliozän abgespielt haben. Daß wahrscheinlich auch heute noch gleichartige Bewegungen, wenn auch in abgeschwächtem Maße, fortdauern, dafür spricht einmal, daß auch heute noch das Gefälle pro Kilometer der Donau auf der Strecke Pleinting—Aschach (also im sog. Donau-Durchbruch) mehr als doppelt so groß ist als im flußaufwärts anschließenden Abschnitt Regensburg—Straubing, ferner die bis in die jüngste Zeit sich fortsetzende Aufschüttungstendenz der Donau im Straubinger Becken. Diese wird erwiesen durch das breite Alluvialtal mit den vielen Mäanderschlingen der Donau im Straubinger Becken, die Häufigkeit großer Überschwemmungen im gleichen Raum und die Mächtigkeit (34 m!) des in der Bohrung bei Straubing (Rothpletz 1911) durchfahrenen Alluviums.

Als weiteres Beispiel derartiger junger Krustenverbiegungen ist von Dorn (1937) das Becken von Rötz behandelt worden.

Die allgemeine Lage ist hier ähnlich wie im Straubinger Becken und in der flußabwärts vorgelagerten Hebungsachse von Wegscheid. Das Rötzer

Becken wird nach W abgeriegelt durch den Höhenzug des Drachenstein—Schwarzwiehr- und Schloßberges, der von der Schwarzach in einer tief eingeschnittenen Schlucht durchlaufen wird. Als zerschnittene Terrassenfläche mit deutlichen Resten tiefgründigen, kaolinischen Zersatzes ist in dieser Talenge noch ein alter Talboden erhalten, der aber mit schwach rückläufigem Gefälle in das flußaufwärts gelegene Becken sich herunterbiegt. Im Rötzer Becken sind auch noch Reste pliozäner und vielleicht auch obermiozäner Sedimente vorhanden (siehe darüber in der Arbeit von Dorn, 1937).

Die Formen des Sperr-Riegels unter dem Rötzer Becken zeigen an, daß dieser in ähnlicher Weise auch schon vor der letzten Hebung bestanden haben muß. Es scheint auch der südliche Grenzwall des Beckens eine ähnliche Aufwölbung erfahren zu haben. Es ist dies wohl aus den schräg gestellten Zersatzflächen zu folgern, mit denen dieser Rücken sowohl nach N ins Rötzer Becken wie nach S ins Chamer Becken überleitet. Auf die Möglichkeit, daß das Rötzer Becken früher nach S entwässerte, habe ich schon weiter oben hingewiesen.

Das bekannte Chamer Becken mit seinem aufgeschotterten, weiten Boden, den begleitenden Kiesterrassen und den allmählich ansteigenden Zersatzflächen hat schon seit langem die Aufmerksamkeit jedes Geologen und Geographen gefunden, der in jenem Gebiet gearbeitet hat. Für Gümbel (1868) war das Chamer Becken und die Further Senke eine alte Anlage, die die Verbindung des Regensburger Kreidemeeres mit dem Innerböhmischen vermittelte. Diese Vorstellung wurde noch lange aufrechterhalten, bis eine nähere Kenntnis der Schichtentwicklung der Niederbayrisch-Oberpfälzer Kreide diese Vorstellung außer Kraft setzte. Bei einer flüchtigen Betrachtung der Karte springt ja der Eindruck in die Augen, daß das Chamer Becken die Fortsetzung der Bodenwöhrer Bucht sei. Doch spricht gegen eine solche einfache Auffassung, daß die beiden Landschaftsformen zu beiden Seiten der Pfahllinie liegen und daß gerade die tektonischen Bewegungen in dieser Pfahlzone sehr wesentlich an der Schaffung der „Bodenwöhrer Bucht" beteiligt sind. Wäre nicht der Südwestflügel an dieser Störung ein beträchtliches Stück gegenüber der Nordostscholle abgesunken bzw. letztere gehoben worden, könnte diese Halbmulde mesozoischer Gesteine heute nicht mehr erhalten sein. Es ist zwar verständlich, daß die mesozoische Gesteinsplatte infolge ihrer Versenkung eine weit ins Innere des Gebirges vorgeschobene verhältnismäßig tiefe Erosionsbasis bildet, die dem weiteren Angriff der Erosion gegen das Gebirge Vorschub leistet und daher nicht verwunderlich, daß gerade hier eine breite morphologische Furche den übrigen Gebirgskörper durchsetzt, aber damit allein ist die Gesamtheit der Erscheinungen nicht erklärt. Es ist vielmehr die Chamer Bucht auch in größerem Rahmen zu betrachten. Da stellen wir dann fest, daß sie sich nicht nur an die Bodenwöhrer Bucht anschließt, sondern selbst über die Further und Neumarker Senke mit dem Becken von Neuern und dem Becken von Pilsen in Verbindung steht. Sie ist also nur als ein Glied in einer zusammenhängenden Reihe von Hohlformen zu begreifen. Ferner hat Georg Wagner (1935) darauf aufmerksam gemacht, daß die Stauung der Bäche in der Zone Roding—Bodenwöhr für eine noch andauernde Bewegung im Pfahlbereich spricht. Eine von ihm zusammengestellte Tafel der Gefällskurve des Regens von der Quelle bis zur Mündung zeigt eindringlich, daß der Lauf keineswegs ausgeglichen ist, sondern in seinem Wechsel gestauter und beschleunigter

Strecken ein Abbild der tektonischen Bodenunruhe sein muß. Eine Verfolgung der verschiedenen Terrassenflächen von Cham nach Arnschwang—Furth zeigt deutlich eine Aufwölbung namentlich der älteren 450—500 m-Fläche um die Achse Hoher Bogen — Drei-Wappen. Wir können also die Mitbeteiligung tektonischer Bewegungen an der Schaffung der heutigen Form schwerlich leugnen. Bei diesen tektonischen Vorgängen und der Ausgestaltung der Oberfläche im Raum zwischen Cham und Furth handelt es sich aber nicht etwa darum, daß das heutige Becken ein tektonisches Einbruchstal wäre, das gegen die begleitenden Höhen durch Verwerfungen abgesetzt wäre. Betrachtet man z. B. den Kammverlauf und die Gipfelhöhen in dem Gebiet nordwestlich der Further Senke, so tritt klar heraus, daß die heutige Form das Ergebnis rückschneidender Erosion in eine sich aufwölbende Kuppel ist. Charakteristisch ist der Zickzackverlauf der Wasserscheide gegen das Becken von Rötz-Waldmünchen, der konsequente Anstieg der Gipfelhöhen aus SW nach NO, dem jenseits des Kammes der Schwarzkoppe wieder ein entsprechender Abfall folgt. Dies harmoniert mit der Vorstellung einer allmählichen Aufwölbung um die Achse Hoher Bogen — Schwarzkoppe. Daß die Piedmonttreppe, die im einzelnen an den Terrassenflächen ablesbar ist, nicht mit der Annahme einer sich bewegenden Landoberfläche in Widerspruch steht, das hat W. Penck (1924) in seiner bekannten Arbeit klargelegt. Versuchen wir uns aus dem Relief und den Resten der Beschotterung ein Bild des Werdens zu machen, so könnten wir — um ohne Verbiegungen der Landoberfläche auszukommen — zunächst versuchen mit der Vorstellung zu arbeiten, daß nach einer Erosionsphase infolge einer außerhalb des Gebietes gelegenen Ursache eine allgemeine Aufschotterung statthatte. Auf der Aufschüttungsebene mit etwa 460 m Höhe pendelte der Regen. Eine neue Erosionsphase bewirkte die Einschneidung der freien Mäander in den felsigen Untergrund im Unterlauf unterhalb Roding. Dann müßte die Ausräumung der weiten Aue des heutigen Chamer Beckens gleichzeitig mit oder ein wenig später sein als die Einschneidung des Regens in die Granite des Regengebirges. Eine Erklärung hierfür könnte wieder nur in einer viel größeren Erodierbarkeit der Gesteine des Chamer Beckens gesucht werden. Aber diese Erklärung gibt uns keine Auskunft darüber, warum in der Chamer Bucht von 460 m an an den Seitenhängen noch Schotterreste bis an die Talsohle herunter verbreitet sind, und warum Reste einer Schotterdecke auf der 450 m-Fläche des Regengebirges fehlen. Wir sollten das Umgekehrte vermuten, falls sich der Vorgang so abspielte wie oben angenommen. Die lineare Tiefenerosion sollte im Regengebirge viel eher Reste des Schotter- und Sanddaches verschont haben als die in die Breite arbeitende Erosion in den leichter erodierbaren Gesteinen des Chamer Beckens. Die tatsächlichen Beobachtungen legen nahe, daß auch hier die relativ zum Becken aufsteigende Schwelle selbst den Anlaß zur Aufschotterung im Oberlauf bot, ganz dasselbe gilt für das Straubinger Becken und die Wegscheider Schwelle. Unter dieser Voraussetzung ist ohne weiteres verständlich, daß der Regenverlauf abwärts von Roding so enge Beziehungen zum tektonischen Bau seines Untergrundes zeigt, wie auch die Donau von Passau bis Aschach, und daß auf der Fläche keine Reste von Schottern vorhanden sind. Die Eindellung der alten Talform im Oberlauf gibt die Erklärung, daß diese nun als ein schottererfülltes Becken erscheint, dessen Abtragungsfläche tiefer liegt als jene Ebene, auf der im Unterlauf der Regen seine freien Mäander bildete.

Das auffallend geringe Gefälle und die erheblichen Mächtigkeiten des Alluviums im Chamer Becken und auch in der Further Senke bestätigen die Vorstellung, daß dieser Raum auch heute noch relativ zu seiner Umgebung sinkt. In dem Becken sind demgemäß auch Schotter und Sande verschiedenen Alters in wenig verschiedener Höhenlage enthalten. Die Höhenlage allein, auch diejenige der verschiedenen Terrassenböden gestattet keine sichere Altersbestimmung. Tatsächlich sind auch hier neben den alluvialen und diluvialen Schottern Reste pliozäner Tertiärsedimente wohl vorhanden. Zu ihnen gehören die Brauneisenkrusten und gut gerundeten Quarzkiese, die sich entlang dem Pfahl auf sekundärer Lagerstätte finden, die stark angeätzten Geröllrelikte auf der 420 m-Terrasse von der „Realschule" bei Cham und wahrscheinlich auch die feinkörnig-gelben Sande mit eingestreuten Geröllagen, die bei Schönferchen die alte Talrinne nach Zandt füllen.

Schon oben habe ich darauf verwiesen, daß sich das Chamer Becken nach NO durch die Further Senke zum Becken von Eschelkam—Neumark und Neuern—Klattau, sowie in größerer Ferne dem Pilsener Becken fortsetzt. Auch hier wiederholt sich das Spiel von weiten, flach modellierten Becken mit reifer Morphologie, tiefem Zersatz, der auf die Nähe tertiärer Landformen deutet, und schmalen Riegeln mit eingeschnittenen Tälern, die wohl als relative Hebungsachsen gedeutet werden müssen. So zwängt sich die Chamb beim Austritt aus dem Eschelkamer Becken durch den Riegel des Hohen Dieberges und überschreitet an dieser Stelle die tektonische Linie des „Böhmischen Pfahles". Für das Becken von Neuern ist von anderer Seite ebenfalls schon die tektonische Entstehung vermutet worden.

Es sei hier kurz darauf verwiesen, daß die junge Einmuldung solcher Beckenformen und der Aufstieg von Schwellen sich auch am Ostrand des Oberpfälzer Waldes in gleicher Weise vollzogen hat. Bekannt ist das Beispiel des Pilsener Beckens, dem die Gewässer von NW, W, SW, S und SO zustreben, während der Abfluß, die Beraun, sich in engen, tief eingeschnittenen Windungen durch ein stärker gehobenes Gebiet hindurchkämpfen muß und das Becken ebenfalls durch eine Schwelle von dem südböhmischen Tertiärbecken getrennt wird. Auch die Elbeniederung ist als Oberflächenform erst während und n a c h dem Miozän entstanden, gleichzeitig mit einer Herauswölbung des sächsischen Elbsandsteingebirges, ebenso das Egerer Becken und Fichtelgebirge (siehe Wurm 1932—1935).

Dieser Überblick zeigt, daß in der Tat größere Krustenverbiegungen jungtertiären Alters an der heutigen Gestaltung des Reliefs der Landschaft entscheidend mitwirkten. Es ist nicht möglich, die Gliederung des Bayrisch-Böhmischen Waldes so zu betrachten, als liege eine starre Platte vor, die nur vertikale Verschiebungen und damit eine Umgestaltung zu einer Piedmonttreppe erlitt.

Als Beleg dafür, daß die tektonischen Verbiegungen nicht nur auf die Ränder des Gebirges und die Zone von Bodenwöhr bis Neumark beschränkt sind, sondern ins Gebirge selbst eingreifen, sei im folgenden nochmals kurz auf das Regental oberhalb des Chamer Beckens eingegangen. Bei Chamerau verlassen wir flußaufwärts die weite Aufschüttungsfläche und ihre mit Schottern bestreuten Seitenhänge und treten in ein enges, steil geböschtes Felsental ein, in dem der Regen noch nicht so viel Platz geschaffen hat, daß auf der Talsohle neben dem Fluß eine Straße oder Eisenbahnlinie hätte geführt werden können. Die Verkehrswege mußten daher erst in den letzten

Jahrzehnten mit erheblichem Aufwand an den Talhängen geschaffen werden. Bis dahin war dieses Talstück vollkommen verkehrsfeindlich. Die Verbindung zwischen Miltach und Cham benutzte die Furche von Zandt trotz erheblicher Höhenunterschiede an Stelle des ebenen Flußtales.

In der Hangkurve innerhalb des Engtales ist charakteristisch, daß die im Chamer Becken ausgeprägte 420 m-Terrasse (= „Realschulterrasse von Cham") nur am nördlichen Eingang am Grünbühl ausgeprägt ist und hier bis 440 m herauf reicht. Die bei Cham etwa 450 m hoch liegende durch Kaolinisierung ausgezeichnete Fläche („Katzberg-Fläche") ist als alter Talboden zwischen „Rote Haar" und „Gillisberg" mit Resten tiefgründigen Zersatzes erhalten, wo er heute 470 m hoch liegt. Er bildet eine flache Mulde in einer Verebnung, die etwa 500 m als Basis besitzt und nach den Seiten mit steigendem Böschungswinkel bis 560 m heraufreicht. Diese Fläche ist der Katzberg-Fläche von Cham zu parallelisieren. Über 560 m beginnt eine neue Verebnung. Im Roßbergmassiv besitzt sie ihre Obergrenze etwa bei 600 m. Südlich des Miltach—Blaibacher Tales hebt sie sich allmählich zum Hirschpertberg bis 660 m ü. d. M.

Dagegen ist in der flußaufwärts folgenden Talweitung von Miltach die 450 m-Fläche mit tiefem Zersatz herrschend. Gesunder Fels tritt hier nur als äußerst geringfügiger Sockel über dem heutigen Regental auf, im Gegensatz zu der eben beschriebenen Engtalstrecke. Es ist natürlich eine sehr bequeme Art der Logik, die Talweitung wieder als Folge des Zersetzungszustandes der Gesteine zu begreifen und den Unterschied der Talform als gewissermaßen „materialbedingt" hinzunehmen. Es muß dem aber entgegengehalten werden, daß sowohl die Oberfläche wie die Unterfläche jener zersetzten Landoberfläche gegen den nördlichen Talausgang zu höher liegt als bei Miltach, daß ferner die Breite der Zersatzflächen bei Miltach bedeutend größer ist als die ganze Talbreite im entsprechenden Niveau bei Gillisberg; weder die Form noch die Höhenlage dieser Fläche kann also erst die Folge der chemischen Zersatzbildung sein. Zwei andere Möglichkeiten stehen noch zur Wahl: Endweder war bei Miltach die Tiefe der chemischen Zersetzung von vornherein größer aus irgendwelchen Gründen, z. B. wegen leichterer Angreifbarkeit des Gesteins oder wegen günstigerer Durchfeuchtung, oder es liegen ursprünglich verschieden hohe Flächen heute in annähernd gleicher Höhe. Ich will nicht bestreiten, daß durch örtliche Umstände die Zersatztiefe primär sehr bedeutenden Schwankungen unterliegen kann. Aber selbst wenn man dies einräumt, ist noch nicht erklärt, warum auch die Oberkante der Zersatzbildung bei Miltach tiefer liegt als bei Gillisberg. Es erscheint daher wohl doch auch hier eine tektonische Erklärung unumgänglich zu sein. So könnte die relative Hebung einer Achse von Zandt zum Lamberg die Benutzung eines alten Regentales von Miltach über Zandt—Schachendorf unmöglich gemacht und den Regen nun zur Benutzung der engen Talung Chamerau—Miltach gezwungen haben, die mit umgekehrtem Gefälle vorher einen kleinen Nebenbach enthalten haben mag. (Im ganzen darf man dieses Talstück natürlich als zugehörig zum Perlbach und als eine der N—S-Entwässerungsfurchen des alttertiären Talsystems betrachten.)

Auch in dem Miltacher Becken finden sich Anzeichen einer ehemaligen Aufschotterung. An den Hängen des Tiefental- und Altberges begegnen uns bis zur Höhe von 450—460 m auf den Feldern Bestreuungen mit einzelnen

Geröllen. Die Höhenkonstanz spricht gegen eine Annahme, daß diese Gerölle etwa durch Menschen verschleppt seien. Ebenso wie bei den größeren Becken taucht also wieder die Frage auf, ob die ganze Erscheinung nicht nur durch eine vollkommene Eindeckung eines älteren Reliefs, das Pendeln der Flüsse auf der Aufschüttungsfläche und die Einschneidung eines zufälligen Augenblickslaufes bei der neuen Erosionsbeschleunigung bedingt sein kann. Wir haben oben gesehen, daß dieser Mechanismus bei den großen Becken von Straubing und Cham die Annahme einer relativen Senkung der heutigen Hohlformen nicht überflüssig machte, daß andererseits gerade aus der Annahme tektonischer Senken und Schwellen sich die Aufschüttung und ihre örtliche Gebundenheit an die Becken bis zum Scheitel der Hebungsstreifen ohne weiteres ergab.

Die gleiche Beweisführung muß also auch auf den vorliegenden Fall übertragen werden.

Gleich oberhalb von Miltach setzt eine neue Talverengung ein. Die schmalen Simse der 450-m-Verebnung rücken auf 470 m herauf. Schroffe Granitfelsen grüßen von den angrenzenden Höhen der 560-m-Kante. Dann weitet sich mit einem Male kurz vor den Orten Blaibach-Kreuzbach das Tal aus seiner kaum 200 m betragenden Enge zu einem alluvialen Talbecken mit 1 km Durchmesser, während gleichzeitig die begrenzenden Höhen des Granits sich auf 450—480 m erniedrigen. Der Unterschied der Geländeformen kann nicht durch den Untergrund bedingt sein, denn die hohen Felsen an der Talenge bestehen aus genau demselben Granit, der auch die niedrigen Hügel um Blaibach bildet. Abweichend vom Miltacher Becken sind bei Blaibach die Gesteine der einzelnen Granithügel frisch, so daß sie in umfangreichen Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Eine Beschotterung ist nur auf einer Fläche westlich Pulling in 420 m Höhe vorhanden. Die (miozäne) Zersatzoberfläche muß im Blaibacher Becken entweder beträchtlich über 450 m oder unter 430 m liegen. Nach Osten schließt der schwache Höhenrücken des Grünen Berges bis Schmidberges das Blaibacher Becken ab. Er bildet zugleich die Westgrenze des nun folgenden „Kötztinger Beckens". Dieses liegt am Kreuzungspunkt zweier auffälliger Furchen: 1. einer N—S-Furche, die vom Tal des Weißen Regens benutzt wird (Grafenwiesen-Kötzting) und der auch das Tal des Schwarzen Regens von Biegenstein bis Riedersfurth angehört. Die Verbindung dieser beiden Talstücke über Weißen Regen—Hafenberg ist ebenfalls als alte Talfurche mit tiefgründigem Zersatz klar gekennzeichnet. 2. Hiermit überschneidet sich im Becken die schon mehrfach erwähnte herzynische Großfurche Bodenmais—Kötzting—Runding. Im Zentrum des Beckens liegt die durch kaolinischen Zersatz ausgezeichnete Fläche „Auf der Platte" zwischen 430—440 m ü. d. M. Nach den Rändern steigt die Fläche allmählich bis auf 480—500 m.

Die Talenge von Regenstein beendet das alluviale Becken im SW. Das Tal ist hier an der engsten Stelle knapp 100 m breit, während es flußauf in der Au von Kötzting bis 600 m Breite gewinnt. Auch im Kötztinger Becken ist z. B. durch Brunnenschacht der Ziegelei nördlich des Bahnhofs Zellertal eine beträchtliche Aufschotterung des Beckens nachgewiesen. (Der Brunnen steht etwa 8 m im Regenschotter.) Eine entsprechende Aufschüttung ist in der Talenge am Ausgang des Beckens sicher nicht vorhanden. Es wiederholt sich hier also im Kleinen das größere Bild des Straubinger und Chamer Beckens.

Ich glaube daher auch für diese kleinen und engen Bauformen innerhalb des Gebirges die Mitwirkung tektonischer Bewegungen nicht entbehren zu können. Daß besonders die Aufwölbung N—S gestreckter Streifen für die Abriegelung dieser Formen angenommen werden kann, macht ihre zeitliche Einordnung ins Unterpliozän wahrscheinlich.

Neben diesen verhältnismäßig geringfügigen und örtlich begrenzten Verformungen sind aber auch noch weiträumigere und erheblich stärkere Bewegungen im Gebirgskörper nachweisbar. Wenden wir uns zunächst dem NW des Bayerischen Waldes zu: Hier hat Reuter (1935) auf den „Schwandorfer" bzw. „Pittersberger" Sattel aufmerksam gemacht. Kreide und Jura sind hier zu einem flachen Sattelgewölbe verbogen, das nach NNW untertaucht. Nach SSO erscheint im Kern des Sattels das Kristallin des Regengebirges, dessen Aufwölbung im Flußlauf ein getreues Abbild findet. Vielleicht deutet der nach S vorgreifende Keuper von Nittenau eine zugehörige Mulde an, nachweisbar ist eine solche nach der Trusheim'schen Karte (1936) auch westlich des Pittersberger Sattels.

Im Kern des untertauchenden Sattels sitzt als diskordante Füllung das Obermiozän von Schwandorf-Wackersdorf. Hierdurch läßt sich in rohen Zügen die Altersstellung dieser Deformation bestimmen. Die Faltung muß wohl jünger sein als Oberkreide, denn Cenoman ist noch mitverformt, und innerhalb der höheren Oberkreide ist bisher keine tektonische Phase aus diesem Gebiet bekannt geworden. Sie muß älter sein als das Obermiozän, denn damals war das Gewölbe bereits ausgeräumt. Nach den Ergebnissen Trusheim's (1936) ist die Faltung auch älter als die Hauptbewegungen an den Randspalten (Donaurandbruch, Keilbergspalte, Pfahllinie). Wenn wir für die letzteren eine Phase im Oligozän als wahrscheinlich annehmen, so müßte die Faltung spätestens an den Beginn dieser Phase gesetzt werden. Wie weit ähnliche Faltenelemente auch in der heutigen Morphologie des inneren Waldes noch eine Rolle spielen, entzieht sich unserer Kenntnis. Im Regengebirge scheint jedenfalls eine morphologische Herauswölbung in der Sattelachse vom Regenknie nach SSO noch spürbar zu sein. Im übrigen ist die Oberfläche dieses Gebirgsabschnittes deutlich beziehbar auf die präcenomane Rumpffläche und die durch den Einbruch des Bodenwöhrer Beckens erfolgte Verstellung dieser Fläche.

Die Cenoman-Auflagerungsfläche liegt entlang der Tiefenlinie des Bodenwöhrer Beckens etwa 330 m ü. d. M. Nach N hebt sie sich an der Pfahlverwerfung rasch empor, nach S dagegen langsam bis zu ihrem Ausstrich zutage. Dieser liegt um so höher, je südlicher er liegt. Bei Michelsneukirchen erreicht er 620 m Meereshöhe und liegt hier auf einer alten, weiten Verebnung mit flachem, nördlichem Gefäll, die nach Trusheim auch noch beträchtlich südlicher, nämlich bei Zinzenzell, Relikte der ehemaligen Cenoman-Decke in Gestalt von abgerollten Malmhornsteinen (bezeichnenden Geröllen der Cenomanbasisschichten) trägt. Es ist wahrscheinlich, daß sich diese präecnomane Verebnung nach S bis etwa 800 m heraufgehoben hat, bevor sie am Donaurand abgeschnitten wird. Die postcenomane Bewegung am Pfahlsprung hat demnach eine Mindestsprunghöhe von 400—450 m, wenn wir die Verkippung der ursprünglich horizontalen Regengebirgsstaffel als Maß nehmen. Noch bedeutender ist die Sprunghöhe der Donaurandverwerfung. Diese versetzt in mehreren Staffeln, zum Teil unter Aufschiebung der nördlichen auf die südlichen Schollen, die Cenomantransgressionsfläche aus ihrer Höhenlage von etwa 800 m auf dem Dach des heutigen Regengebirges in eine Lage 400 m unter dem Meeresspiegel

in der Bohrung Wündermühle bei Straubing (Rothpletz 1911). Die Bewegung am Donaurandbruch ist wahrscheinlich in mehreren getrennten Phasen verlaufen, von denen nur eine ältere der oligozänen Bewegung am Pfahl entspricht. Die in den Straubinger Bohrungen durchfahrene Schichtfolge wird verschieden gedeutet und entsprechend gehen auch die Ansichten über die geologische und tektonische Geschichte dieser Randzone auseinander (vgl. Reuter 1935, Rothpletz 1911, Kraus 1915). Da dieses Problem aber für die Deutung der Oberflächengestalt des heutigen Gebirges nicht von wesentlichem Belang ist, sei nur kurz darauf verwiesen. Persönlich halte ich die Rothpletzsche Deutung für wahrscheinlicher. Aus morphologischen Gründen ist jedenfalls eine doppelte Bewegungsphase zu fordern, deren jüngerer Akt sich ebenfalls noch vor dem Obermiozän vollzogen haben muß, denn dieses greift aus der Straubinger Scholle in Talrinnen in die Scholle des Regengebirges über ohne spätere Verstellung am Donaurand. Sehen wir von dem schmalen S-Rand der Regengebirgsscholle ab, der als zerschnittene Verwerfungsböschung so eindrucksvoll aus der Donauniederung aufsteigt, so besitzt im übrigen das Regengebirge ein deutliches Oberflächengefäll nach N bzw. NW, entsprechend der oben erwähnten Verkippung der Landoberfläche, die entlang des Pfahles im Oligozän eine Tiefenlinie schuf. Schwache Flexuren mögen bereits vorcenoman vorhanden gewesen sein, wie Heim (10) und Trusheim (1936) annehmen. Die neue Einebnungsphase, die nach der oligozänen Tektonik einsetzte, hat offenbar im Ostteil den First des Regengebirges von seiner Kreide befreit und weiter nach W auch noch das darunter vorhandene ältere Mesozoikum abgetragen (während dieses im Ostteil bereits vorcenoman geschehen war). Vom Kristallin selbst ist nicht mehr allzu viel abgetragen worden, sonst könnten sich nicht heute noch Reste der Cenomangerölle so weit südlich wie Zinzenzell finden.

Überschreiten wir nach Osten die Stallwanger Furche und damit den Ostrand des „Regengebirges", so tritt uns hier eine größere Höhengliederung der Landschaft entgegen. Die Gipfelhöhen steigen vom Köpfelsberg (657 m) bei Sattelpeilnstein bis zum Dreitannenriegel im SO auf 1130 m an. Daneben herrscht eine Verebnung in Höhe von 700—750 m, die als Fortsetzung der posttektonischen Abtragungsfläche auf dem Regengebirge erscheint. Es ist nicht unwichtig, daß die Gipfel und Kamm-Höhen dieser Scholle vom Pröller (1048 m) zum Köpfelsberg dieselbe nordwestliche Abdachung nach Richtung und Neigungswinkel aufweisen, die sich im Regengebirge aus dem schrägen Anstieg der Kreise von Roding zum First des Kammes ergibt. Nur liegt die östliche Staffel mit dem Hauptkamm des Bayerischen Waldes um einige 200—300 m schließlich höher als das Regengebirge. Es erscheint natürlich, zwischen den beiden Schollen eine steil herzynisch streichende Verwerfungszone anzunehmen, da der Rand der Kreide südlich von Roding dieser Richtung folgt und beträchtlich geschleppt ist und außerdem Nebenpfähle und Verwerfungsruscheln diese Störungszone auch im Kristallin bis zum Stallwanger Tal verfolgen lassen. Am Südende dieses Tales ist in den besonderen Lagerungsstörungen von Jura und Kreide der Scholle des Helmberges bei Münster ebenfalls der Durchstrich dieser Störung angezeigt. Schließlich kann es auch kein Zufall sein, daß die mesozoischen Schollen von Münster jenseits des Tales nicht fortsetzen und erst beträchtlich weiter östlich bei Flintsbach wieder aufgenommen werden. Unter diesen Umständen kann die Störung als erwiesen gelten. Nach dem Sinn der Kreideschleppung am Rande muß die

östliche Scholle höher liegen. Wir können also nicht die 700—750-m-Fläche dieses Gebietes als die Cenoman-Transgressionsfläche deuten und es ist nur natürlich in dem Kammverlauf eine Andeutung dieser Fläche zu sehen und anzunehmen, daß die Basisfläche der Kreide mit gleicher Neigung nahe über diesen Kamm in der Luft sich hinwegschwingt. Für diese Auffassung spricht, daß in dieser Staffel in der Tat die Kreide nirgends mehr erhalten ist. Es ließe sich höchstens noch einwenden, daß hier die Oberkreide überhaupt nicht zum Absatz gekommen sei, da dieses Gebiet nicht unter den Meeresspiegel absank. In der Tat ergibt sich aus den Mächtigkeiten der Cenomanschichten von W nach O durch das Bodenwöhrer Becken ein starker Mächtigkeitsschwund (siehe Trusheim 1936). Aber auch dieser Autor bezieht den Vorderen Bayerischen Wald mit seiner Hauptkette noch ganz in das Verbreitungsgebiet des Cenomans ein. Über dem Cenoman folgen aber noch erhebliche Schichtmächtigkeiten des Turons und Senons, die in den Bohrungen bei Straubing etwa 250 m Mächtigkeit erreichen und auch in der Bodenwöhrer Bucht noch etwa 150 m erreicht zu haben scheinen. Diese Schichten zeigen in den Straubinger Tiefbohrungen eine ganz normale Fazies aus Kreidemergeln und Plänern, die keinesfalls dafür spricht, daß in ihrer Bildungszeit die Kuppen des Bayerischen Waldkammes über die Meeresoberfläche geragt haben können. Selbst wenn wir also für das Cenoman es offen lassen, so muß doch in der höheren Oberkreide auch der heutige Hauptkamm des Bayerischen Waldes unter dem Meeresspiegel versenkt gewesen sein. Damit wird wahrscheinlich, daß die oben skizzierte Verwerfung der Stallwanger Zone postkretazisch und in die oligozäne Störungsphase zu stellen ist.

Was läßt sich nun noch aussagen über die vermutliche Lage der vorcenomanen Landoberfläche östlich der Staffel des Bayerischen Wald-Kammes, d. h. also östlich der Pfahllinie? Da am Pfahl im Bereich der Bodenwöhrer Bucht in der postkretazischen Störungsphase eine kräftige, mindestens einige hundert Meter erreichende relative Absenkung des südwestlich angrenzenden Gebietes eingetreten ist, werden wir erwarten, daß die nordöstliche Scholle auch im Bereich des eigentlichen Kristallins als die relativ gehobene erscheint, selbst wenn die Sprunghöhe nach SO in ähnlicher Weise nachläßt wie am Donaurandbruch. Im gleichen Sinne spricht die bereits vorcenoman eingetretene stärkere Herauswölbung der östlichen Gebiete. So steht mit diesen Voraussetzungen die heutige tatsächliche größere Gipfelhöhe des Böhmerwaldes im Einklang. Wenn im inneren Wald noch Reste kretazischer Landoberflächen erhalten sein sollten, so müßten sie mindestens diese Höhe besitzen und keine niedrigere. Es sei noch darauf hingewiesen, daß der Kaitersberg und der hohe Bogen, die nordwestlichsten Ausläufer des hohen Böhmerwaldes, etwa den gleichen Abstand von Roding besitzen wie der Pröller, der nordwestliche Eckpfeiler des hohen Bayerischen Waldkammes.

Das Ergebnis dieser Überlegungen läßt sich noch einmal unterstreichen durch Zurückgreifen auf die ältere paläogeographische Entwicklung des Gebietes. Während im Perm noch eine lebhafte Schwellen- und Beckengliederung herrschte nach Ausweis der heute beiderseits des Kristallins erhalten gebliebenen permischen Mulden mit ihren großen Schichtmächtigkeiten (Pilsen, Budweis, Stockheim, Erbendorf, Weiden, Donaustauf-Münster), begann mit dem Ende des Perms ein Aufstieg des ganzen Blockes, der während der Trias gewaltige Schutt- und Zersatzmengen in das germanische und südliche

Triasbecken geliefert hat. In der Obertrias erlahmte die Aufstiegstendenz und kehrte sich schließlich zu einem Rücksinken um. Dies zeigt sich nicht nur in dem Übergreifen der Keuperschichten nach SO, denn das könnte ja auch durch ein Verflachen und „Überlaufen" des Beckens erklärt werden, sondern vor allem darin, daß im Lias der Rand des bisherigen Hochgebietes tatsächlich unter die Meeresoberfläche verschwindet. Nach geringem Pendeln sinken mit dem oberen Lias und besonders dem Dogger weite Gebiete bis zum Inn- und Hausruckviertel unter das Meer (siehe v. Ammon 1875, Kraus 1915, Petrascheck 1922, Trusheim 1936). Dies spricht dafür, daß die damalige Landoberfläche wohl eine alte Rumpfebene war, ohne größere Reliefunterschiede.

Aus der Fazies des Doggers der Bodenwöhrer Bucht ist abzuleiten, daß er in diesem Gebiet ebenfalls beträchtlich über das Verbreitungsgebiet des Lias hinausreichte, auch wenn er jetzt durch spätere Abtragung sehr zurückgedrängt ist. Erst recht dasselbe gilt vom Malm, der in seiner Schwamm-Fazies eine Küstennähe vielleicht gerade noch ahnen läßt (vgl. v. Ammon 1875), aber weit entfernt ist von terrigener Materialzufuhr, die dem Keuper, Lias und Dogger noch ihren Stempel verlieh. Auch innerhalb des Malmes setzt sich die Senkung zweifellos fort. Heute sind am Rande der Böhmischen Masse die höchsten Malmstufen abgetragen. Es liegt aber kein Grund vor, der annehmen ließe, daß über den Bimammaten- und Tenuilobatenschichten des Passauer Jurabezirkes die höheren Stufen nicht zur Ablagerung gekommen sein sollten, zumal ja die Ausbildung des unteren Malm deutlich dafür spricht, daß zu dieser Zeit die abwärtige Bewegung der Böhmischen Masse sich noch fortsetzte.

Nehmen wir den Nordwestteil des Bayerischen Waldes, das sogenannte Regengebirge nochmals zum Ausgangspunkt der Betrachtung. Hier können wir mit sehr großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß nicht nur der Malm, sondern auch der Dogger und Keuper über dem Kristallin eine einheitliche Decke bis zur heutigen Bodenwöhrer Bucht und darüber hinaus gebildet haben. Nur der Lias ist bei Münster nicht sicher nachgewiesen und ist auch in seinem heutigen Verbreitungsgebiet bei Bodenwöhr so randnahe, daß man sich dem primären Rand nahe befindet. Auf jeden Fall muß sich auf dem Kristallin des Regengebirges noch eine Sedimenttafel befunden haben, die von Trusheim zu

340 m oberem Malm
70 m unterem Malm
80 m Dogger
(12 m Lias)
100 m Keuper

zusammen 602 m

beziffert wird.

Aus dem Schichtausstrich von unterem Malm bis Keuper am Buchberg berechnet sich eine ungefähre Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder zu: unterer Malm: etwa 80 m, Dogger 45 m, Keuper 90 m, also der Größenordnung nach etwa dasselbe.

Die kristalline Unterlage dieser Folge steigt heute bis 750 m ü. d. M. Packen wir hierauf die 600 m mesozoische Deckschichten, so erhalten wir einen Wert von 1350 m Meereshöhe, bis zu der heute diese Schichten herauf-

reichen müßten, wenn sie nicht abgetragen wären. Nehmen wir einen Augenblick an, daß zwischen dem Regengebirge und dem zentralen Gebiet des Böhmer Waldes vom Arber bis zum Lusen keinerlei spätere Höhenveränderungen sich ereignet hätten, müßte auch dann also bereits der Malm fast das ganze Gebiet eingedeckt haben, nur einzelne kleine Inselchen hätten vielleicht darüber hinausgeragt. Nun haben wir aber allen Grund für die Annahme, daß später in der Tat noch Höhenverstellungen zwischen dem westlichen und östlichen Teil des Kristallins sich ereignet haben, so z. B. die langsame und weitspannige Aufwölbung des ganzen Gebietes zwischen dem oberen Malm und dem Cenoman, die zur Abräumung der ganzen Schichttafel bis an den Westrand des heutigen Waldes führte. Das hierdurch erzeugte Gefälle von 0,8 : 100 von O nach W kann nicht nur in dem heute noch kontrollierbaren Bereich bestanden, sondern muß darüber hinaus nach O gereicht haben, wo es irgendwo sich zu einer großen Kuppel wölbte. Die Auflagerungsfläche des Malms müßte hiernach heute also im O in größere Höhe gerückt sein als im Regengebirge. Im gleichen Sinn sprechen die Erfahrungen bei der tertiären Bruchtektonik. An allen herzynisch streichenden Staffeln unseres Gebietes ist stets der NO-Teil gegenüber der SW-Scholle relativ gehoben. Zwischen dem Regengebirge und dem Böhmer Wald läuft die Pfahlstörung durch, an der im Oligozän erhebliche Bewegungen stattfanden. Auch diese Bewegungen müssen die Auflagerungsfläche des Malms im Böhmer Wald weiter in die Höhe gerückt haben. Es ist demnach zu folgern, daß die Malmunterfläche heute im Gebiet des zentralen Böhmer Waldes beträchtlich über der heutigen Landoberfläche liegen muß (vgl. Reuter 1935).

Das heutige Fehlen mesozoischer Schichten im inneren Böhmer Wald beweist daher keineswegs, daß solche Schichten hier nicht zum Absatz gekommen seien, sondern im Gegenteil, daß die heutige Oberfläche unter der jurassischen und kretazischen Transgressionsfläche liegt.

Betrachten wir nun die Fortentwicklung der Landschaft vor und nach der früholigozänen Störungsphase. Nach dem Auftauchen des Gebietes aus dem Kreidemeer begann nochmals die Abdeckung der sich aufwölbenden neuen Kuppel. Diese neue Bewegung ist aber weniger kräftig verlaufen als in der Unterkreidezeit, denn trotz geringerer Schichtdicke der Oberkreide gegenüber der seinerzeitigen jurassischen Folge ist die Abtragung der Kreide in der Bodenwöhrer Bucht nicht so weit erfolgt, wie die der älteren Folge in der Unterkreidezeit. Auch in der fränkischen Alb scheint im Alttertiär keine sehr wesentliche Abtragung stattgehabt zu haben. Die Bohnerztone usw. sprechen für eine intensive chemische Verwitterung auf lange stabil bleibenden Flächen. Ebenso ist die intensive Lateritisierung und Kaolinisierung zu bewerten, die Keilhack (1930) in Bohrungen an der Basis des Oligozäns von Franzensbad feststellte. Wir werden also wohl annehmen können, daß auch der Bayrisch-Böhmische Wald von einer vor- bis früholigozänen Rumpffläche mit erheblicher Zersatztiefe überspannt war. Diese Rumpffläche ist im Regengebirge als spitzwinklige Überschneidung der präcenomanen Fläche noch erhalten, wenn auch von ihrer Zersatzdecke meist befreit. In den stärker gehobenen Teilen des Waldes wird sie sich ebenfalls nicht allzu sehr von der Cenomanfläche entfernt haben. Offenbar muß man in den weiten Verebnungen der Gipfelmassive um 1200 m herum Reste dieses Verebnungszyklus suchen, denn diese Flächen sind durch die oligo-

zäne Tektonik noch aus ihrem ursprünglichen Zusammenhang gerissen. Dagegen tritt die weit verbreitete Verebnung in 750—800 m Höhe bereits beiderseits der Pfahlzone ohne Höhenverstellung auf. Die große früholigozäne Bewegung am Bayerischen Pfahl muß also älter sein als diese spätoligozäne Verebnung.

Diese 750-m-Landstufe reißt dagegen am Donaurandbruch und an der Nordgrenze des Passauer Waldes ab. Die doppelte Höhenstaffelung des Bayerischen Waldes gegen das Straubinger Becken entspricht einer zweifachen Bewegung, deren ältere Phase gleichzeitig mit der Pfahlverwerfung ins Oligozän fällt, während die jüngere vorobermiozän ist und vielleicht an der Wende Aquitan/Burdigal liegt. Diese brachte hauptsächlich eine Blockhebung des ganzen Gebirges. Eine schwache Durchbiegung der Landoberfläche in der Pfahlzone, die den Anstoß zur Ausräumung des Regengebietes gab, muß auch in diese Phase fallen. Für die Entwicklung der 750—800 m Fastebene steht demnach die Zeit zwischen (?) Unteroligozän und dem Beginn des Burdigals zur Verfügung. Die auf dieser Fläche erhaltenen Restberggruppen sind als Relikte des durch die früholigozäne Störungsphase geschaffenen Berglandes zu betrachten.

Die Entwässerung scheint im Alttertiär von einer flachen Hauptwasserscheide Schwarzkoppe—Arber—Lusen nach N und NO bzw. S und SW gegangen zu sein. Die ersten herzynischen Talformen begegnen auf der 750—800-m-Fläche als Ergebnis der neuen Erosion, die nach der früholigozänen Tektonik einsetzte. Zu diesen Tälern gehören das obere Moldautal und die Landstufe in der Pfahlzone, die den Böhmischen Kamm im SW begleitet. Auch die erste Anlage des Weißen Regentales und der Furche Kötzting—Bodenmais fällt in diese Zeit.

Die älteren N—S-Flüsse haben ihr Einzugsgebiet natürlich so gut wie möglich behauptet und sich auch während und nach der tektonischen Phase in die Tiefe eingeschnitten. Am leichtesten war das dort möglich, wo das Ausmaß der Hebung ein bescheidenes war, wie im Gebiet der Menach und Kinsach. Aber wasserreiche Flüsse wie die alte Teisnach, haben anscheinend doch die Kraft gehabt, durch die sich hebende Kante des Bayerischen Wald-Kammes sich durchzusägen bis zur neuen Basis (der heutigen 750-m-Fläche). Auf dieser Verebnungsfläche liegen heute noch Reste einer alten, tiefgreifenden Verwitterung, so z. B. bei der „Absätz" nördlich von Lam und in gleich hoher Lage auch auf Riedeln gegen Rittsteig zu, ebenso am Ost- und Südhang des Hohen Bogens, hier in ihrer Mächtigkeit zum Teil gut aufgeschlossen durch die Schürfe der Asbest-Zement-A. G. bei Rimbach, ferner durch die alte Farberdegrube bei Mais, ebenso bei Bodenmais und am Mooshof, ferner in Kirchdorf i. W. usw. Ähnliche tiefe Zersatzflächen sind natürlich wohl auch in der Umgebung des oberen Moldautales mit seinen ausgedehnten Hochmooren zu erwarten. Es ist naturgemäß in jenen Gebieten, die fern von jüngerer Erosion liegen, unmöglich, die Wirkungen älterer und jüngerer Zersatzbildungen auseinanderzuhalten, da die gleichen Flächen bis zur Gegenwart die tatsächliche Landoberfläche bilden, nur wenig erniedrigt durch langsame Abspülung. Dagegen macht sich an den Rändern ein klarer Unterschied bemerkbar in der Zersatzdecke der 750-m-Landstufe und der tiefer liegenden 450—550-m-Fläche. Auf der ersteren sind nirgends mehr Reste der alten tertiären Sedimentdecke erhalten, es fehlen auch die oberen Bodenhorizonte in Gestalt von Eisenfällungszonen. Der Zersatz be-

steht in einer tiefgründigen Vergrusung mit beginnender Kaolinisierung in den obersten erhaltenen Teilen, während nach der Tiefe ein allmählicher Übergang zum festen Gestein gegeben ist. Ohne Zweifel liegt also nur noch die tiefste Auflockerungszone des Verwitterungsprofils heute noch vor. Anders ist die Lage bei der tieferen Landstufe. Hier ist Kaolinisierung ein flächenhaft verbreitetes Kennzeichen, und in einzelnen Fällen ist über der völlig gebleichten kaolinisierten Zone noch der Horizont der gefällten Eisen-Aluminium-Oxydhydrate als rote „Laterite" erhalten. Ein solcher Fundpunkt liegt in Höhe 450—460 m in dem Hohlweg aufgeschlossen vor, der von Hofern auf Meßtisch-Blatt Kötzting nach Norden gegen das Schwabenholz führt. Nördlich Hofern finden sich hier auf den Feldern auch zahlreiche Reste einer durch Brauneisen verkitteten ehemaligen Sedimentdecke wahrscheinlich miozänen Alters. Aus diesen Unterschieden ergibt sich die längere und kräftigere Abspülung und damit das höhere Alter der Zersatzbildungen auf der 750-m-Fläche. Es ist auch aus den Landschaftsformen selbst zu erschließen. Man kann unmöglich die in die Täler überall als Terrassenstufen miteingreifenden Flächen des jüngeren Systems als tektonisch verbogene oder verworfene Stücke der 750-m-Fläche betrachten. Es muß sich vielmehr bei dieser Landstufe um die erosive Anlage einer neuen Landoberfläche handeln, die der Einstellung n a c h der zweiten, wohl frühmiozänen tektonischen Phase entspricht. Daraus ergibt sich der Schluß, daß die Verwitterung solcher Oberflächen wie der eben geschilderten von Hofern sich erst während des Miozäns vollzogen haben kann. In dieser Hinsicht stimme ich mit den Ergebnissen von Schulz (1926) überein. Ich halte allerdings den Versuch Schulz's, die Kaolinisierung im Grundgebirge mit einem einzigen Horizont des Obermiozäns im Vorland und seiner Einkieselung zu verknüpfen, für unrichtig. Wie aus seinen eigenen Beobachtungen über das Auflager der Braunkohlen im Gebiet von Außernzell hervorgeht, ist ja dort auch schon unter der Braunkohlenstufe Kaolinisierung und Umlagerung von Kaolintonen eingetreten. Die Kaolinisierung im Bayerischen Wald ist kein zeitlich eng begrenzter, sondern (wahrscheinlich zusammen mit Lateritbildung) durch das ganze Tertiär fortlaufender Vorgang gewesen (vgl. die Kaolinisierung unter dem Oligozän des Egerer Beckens!), der auch n o c h im Obermiozän wirksam war. Bei dem vollständigen Mangel an fossilführenden Ablagerungen wird es wohl nicht möglich sein, einen anderen Weg für die Alterseinstufung der Vorgänge zu gehen. Gewisse Möglichkeiten wird eine Klärung der Stratigraphie und Paläogeographie in der Oberpfälzer Rinne bringen, da sich hier nach Klein (1932) herzynisch streichende Täler vom allgemeinen Typus unserer im Oligozän (?) angelegten Talungen mit tiefgreifender Kaolinisierung vergittern mit NS streichenden Tälern mit Schottern. Eine Festlegung des Alters dieser Schotter (vgl. Krumbeck 1922, 1927; Wurm 1933, 1935) könnte mithelfen, das Alter der Kaolinisierung zu bestimmen.

Aus dem Graphitbergbau des Passauer Gebietes ist bekannt, in wie verschieden große Tiefe die letzten Spuren der Kaolinisierung ins anstehende Gestein hinuntergreifen. Diese Spuren verlieren sich erst in etwa 70—120 m Teufe, gerechnet von der 550 m Landoberfläche bei Griesbach. Die gleiche unregelmäßige Gestalt besitzt aber auch die mehr geschlossene Zersatzdecke. Das lehren alle Begehungen im Gelände. Frischer Fels und tiefgründiger Zersatz finden sich oft nebeneinander in nächster Nachbar-

schaft. Im allgemeinen kann hieran nicht der petrographischen Zusammensetzung des Gesteins die Schuld gegeben werden, wenn auch natürlich gewisse Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit bestehen. Wesentlicher ist vielmehr die Art der Exposition und die Stärke und Dauer der Durchfeuchtung. Wir können es aus diesem Grunde verstehen, daß gerade die wenig geneigten flachen Geländeteile und die Talböden stärkere Kaolinisierung aufweisen als die stärker geneigten Hänge. Der Grundwasserstrom wirkt mit seinen Wasserstoffjonen auf die Feldspäte ein, tauscht Alkali gegen Wasserstoff ein, lockert und hydratisiert den Gitterbau. Die ständige Erneuerung des Grundwassers verschiebt das Reaktions-Gleichgewicht der Massen immer aufs neue nach einer Richtung. Die Kaolinisierung ist wesentlich an den Bereich des fließenden Grundwassers gebunden und verläuft um so lebhafter, je höher die p_H-Zahl liegt. Es ist dabei gleichgültig, ob der Vorgang unter reduzierenden Bedingungen vor sich geht, wie etwa unter den Braunkohlenmooren des Falkenauer Beckens mit seinen durch Huminsäure braungefärbten Kaolinen bis 50 m Teufe, oder unter oxydierenden, wie bei den Kaolinen mit „Mog", „Nontronit", wie sie charakteristisch sind für den südlichen Bayerischen Wald. In diesen letzteren Fällen ergab sich die erhöhte Wasserstoffjonenkonzentration durch Oxydation von Sulfiden im Gestein. Von paläogeographischer Bedeutung mag in dem einen oder anderen Fall vielleicht werden, daß die Kaolinisierung verrät, wie tief der Spiegel des stagnierenden Grundwassers im Gestein lag und damit einen Anhalt über die Höhenlage des Gebietes in bezug auf den Meeresspiegel der damaligen Zeit gibt.

Auf die Ausgestaltung des Landschaftsbildes hat die chemische Verwitterung und ihre räumliche Bindung an die Grundwasserlinien Einfluß gewonnen, weil sie den einzelnen Gerinnen ermöglichte, ihren Lauf allmählich in die Tiefe zu verlegen, ferner dadurch, daß alte Tallinien auch in einem späteren morphologischen Zyklus abweichend der Entwässerungsrichtung wirksam blieben, selbst wenn die zu dem Tal gehörigen Oberflächenformen und der eigentliche Talboden längst verschwunden sind. Denn der alte, tief greifende Zersatzvorgang hat diese Tallinie zu einem Zug mit verringertem Erosionswiderstand gemacht. Das ist einer der wesentlichen Gründe, die die heutige Morphologie des Kötzting—Bodenmaiser Talzuges und vieler anderer bestimmen und ebenso mitverantwortlich sind für die Ausgestaltung der kleinen Talbecken vom Typus des Kötztinger und Miltacher Beckens.

Zusammenfassung

1. Das heutige Landschaftsbild des Bayrischen und Böhmischen Waldes ist das Ergebnis des Wechselspieles tektonischer und erosiver Formgebung, wobei die ersteren diktieren, die letzteren die Ausformung übernehmen.

2. Von Bedeutung im Landschaftsbild ist als ältestes Formelement die präcenomane Rumpffläche zusammen mit ihrer Umbildung bei der Wiederaufdeckung im Alttertiär. Sie bilden die Verebnungen in der Gipfelregion des Bayrischen und des Böhmischen Waldes. Diese Formen sind bei der oligozänen Tektonik zerschnitten, verwölbt und schräg gestellt worden. Im Oberoligozän bis Untermiozän entstand die 750—800-m-Fastebene, die durch den Donaurandbruch in einer zweiten tektonischen Phase ebenfalls zer-

schnitten und an der Pfahlzone eingemuldet wurde. Im Obermiozän bildete sich eine neue Piedmontstufe in Höhe von 450—550 m, die durch Kaolinisierung ausgezeichnet ist. Im Pliozän erfolgte eine kräftige Neubelebung der Erosion und tektonische Aufwölbung um N—S streichende Achsen, sowie die Anlage örtlicher Becken mit Aufschotterung.

3. Die Anlage der N—S-Talungen geht bis auf die alttertiäre Fastebene zurück, diejenige der herzynischen Längstäler auf die oligozäne Störungsphase. Auf der neuen, oberoligozänen Rumpffläche traten beide miteinander in Konkurrenz. Nach der untermiozänen Störungsphase und begünstigt durch die pliozänen Verbiegungen entwickelte sich daraus das heutige komplizierte Flußnetz.

4. Aus Höhenlage und Neigung der Transgressionsflächen, der Fazies des Malms und der höheren Oberkreide und dem tektonischen Bau des Bayrischen und Böhmer Waldes wird abgeleitet, daß das ganze Gebirge wahrscheinlich sowohl im Oberjura wie in der Oberkreide unter dem Meeresspiegel versenkt war.

Schriften

v. Ammon, L.: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. — München 1875.

Bayberger, Fr.: Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwald. — Petermanns Mitt., Erg.-Bd. **81**. 1886.

Daneš, J. V.: Geomorphologische Studien in den Tertiärbecken Südböhmens. — Mitt. k. k. geogr. Ges. Wien, **49**, 1906, S. 436—439. Wien 1906.

Dorn, P.: Entstehungsgeschichte des Rötzer Beckens. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **26**, S. 66—75. 1937.

— : Die Beziehungen zwischen Dogger Beta und der untercretacischen „Amberger Eisenerzformation". — Zbl. Min. usw., Jg. 1937, S. 507—530. 1937.

Fischer, G.: Die Gabbroamphibolithmasse von Neukirchen b. hl. Bl. und ihr Rahmen. N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **69**, A, S. 251—332. 1930.

Graber, H. V.: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. — Petermanns geogr. Mitt., **43**, S. 121—132. 1902.

Gradmann, R.: Süddeutschland. — 2 Bände. 1931.

v. Gümbel, W.: Geognostische Beschreibung des Ostbayrischen Grenzgebirges oder des bayrischen und Oberpfälzer Waldgebirges. — Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern, Abt. 2. Gotha 1868.

Heim, Fritz: Aufnahmeberichte und Gutachten aus dem Bodenwöhrer Becken. — (Unveröffentlicht.)

Keilhack, K.: Lateritische Verwitterungsbildungen auf der präoligozänen vogtländisch-erzgebirgischen Fastebene im Untergrund von Franzensbad in Böhmen. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, 1930, S. 368—374. 1930.

Kiderlen, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **65**, B, S. 215—384. 1931.

Klein, S.: Die Bildungsweise der nutzbaren sedimentären Feldspatsandvorkommen der nördlichen Oberpfalz und ihr Zusammenhang mit einem cretacisch-tertiären Urnaab-Urvilssystem. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 129—157. 1932.

Klüpfel, W.: Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte der Oberpfalz und Regensburgs. — Abh. Gießener Hochschulges., **3**. 1923.

— : Die Entstehung der Donau. — Z. deutsch. geol. Ges., **80**, S. 282—287. 1928.

— : Zur Paläomorphologie des Donaugebietes. — Jber. oberrhein. geol. Ver., **18**, S. 66—72. 1929.

Kraus, E.: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. — Geogn. Jh., **23**, 1915, S. 91—168. 1916.

Krumbeck, L.: Über die Freihölser Großschotter im Vorlande der Blauen Berge bei Amberg. — Geogn. Jh., **33**, 1920, S. 23—32. 1922.

— : Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges. Ein Beitrag zur älteren Flußgeschichte Nordbayerns. — Geol. u. paläontol. Abh., **15**, S. 265—268. 1927.

Mayr, M.: Morphologie des Böhmerwaldes. — Landeskundl. Forsch., **8**. München 1910.

Penck, W.: Die morphologische Analyse. — Stuttgart 1924.

Petrascheck, W.: Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **11**. 1922.

Pompeckj, F.: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. — Geogn. Jh., **14**, S. 139—220. 1901.

Reuter, L.: War der Bayerische Wald einst von Sedimentschichten bedeckt? — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **24**, S. 35—47. 1935.

Rothpletz, A.: Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrung bei Straubing. — Sber. bayr. Akad. Wiss. 1911.

Schaffer, F. X.: Das prämiocäne Donautal in Österreich. — Cbl. Min. usw., B, 1927, S. 265—268. 1927.

Schulz, H.: Morphologie und randliche Bedeckung des Bayrischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **54**, B, S. 289 bis 349. 1926.

Schuster, M.: Abriss der Geologie von Bayern r. d. Rh. — München 1923—1929.

Sellner, A.: Geomorphologische Probleme aus dem Hohen Böhmerwalde. — Mitt. k. k. geogr. Ges. Wien, **49**, 1906, S. 586—593. Wien 1906.

— : Geographische Studien und Beobachtungen aus dem südlichen Böhmerwalde. — Mitt. k. k. geogr. Ges., **51**, 1908, S. 161—204. Wien 1908.

Stadler, J.: Geologie der Umgebung von Passau. — Geogn. Jh., **38**, 1925, S. 39 bis 118. 1926.

v. Staff, H.: Zur Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmer Wald. — Cbl. Min. usw., Jg. 1910, S. 564—575. 1910.

Suess, Fr. E.: Bau und Bild der böhmischen Masse. — In: Bau und Bild Österreichs, I, 322 S. Wien 1903.

Trusheim, F.: Die geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **75**, B, S. 1—108. 1936.

Vetters, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte Österreichs und der Nachbargebiete. — Wien 1937.

Wagner, G.: Junge Krustenbewegungen im Regengebiet. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **24**, S. 48—49. 1935.

Wassner, L.: Das Donautal Pleinting—Passau—Aschach, eine geologische Studie. — Passau 1900.

Wurm, A.: Zur Morphogenese von Südostdeutschland. — Geol. Rdsch., **23a**, S. 237 bis 247. 1933.

— : Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **69**, B, S. 257—291. 1933.

— : Zur Geschichte der tertiären Flußsysteme im Osten Bayerns. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **71**, B, S. 165—193. 1935.

Urschrift eingegangen am 4. Mai 1939

Druckauftrag erteilt am 12. Juli 1939

Die prädiluviale Grundfläche in Schleswig-Holstein

1. Mitteilung

Von Herbert-Lothar Heck, Berlin

4 Abbildungen

Inhalt

Seite

A. Rechtfertigung einer Untergrundskarte 83

B. I. Das Kartenbild 84

a) Das Bohrgut 84
b) Die geologische Auflagerungsfläche 85
c) Die Isobathen-Darstellung 87

II. Ausdeutungen 88

a) Untergrundsgepräge und Diluvialmorphologie 88
b) Tertiärer Sedimentationsraum und Tektonik 93
c) Geologisch-praktische Erkenntnisse 96

C. Zusammenfassung und Ausblick 97

D. Schriften 97

A. Rechtfertigung einer Untergrundskarte

Bei den vielartigen neuzeitlichen Anforderungen, die an die praktisch-beratende Geologie auch innerhalb des weiträumigen und so verschieden ausgebildeten Flachlandes gestellt werden, ist es Ziel wie Aufgabe der wissenschaftlichen Seite, die erworbenen Kenntnisse und Erfahrungen weitgehendst bekannt zu geben und sie allgemeineren und speziellen Unternehmungen zur Verfügung zu stellen. Um so mehr ist das heute ein Erfordernis, als der Kreis der geologisch Arbeitenden und Beauftragten sich vergrößert hat und die Allgemeinheit erdgeschichtlich Denkender mit Recht Anspruch auf die Vermittlung des Erforschten erhebt. Führten doch bereits oftmals kleinere Hinweise in den letzten Jahren zur Auffindung, Klärung und Ausbeutung größerer nutzbarer Lagerstätten, zur rechten Deutung stratigraphischer Probleme. So soll auch im folgenden von neuen Feststellungen über den voreiszeitlichen Untergrund in Schleswig-Holstein die Rede sein, um insbesondere eine Lücke zu schließen, die zwischen unserem Wissen von der heutigen Oberfläche und ihrer Entstehung einerseits und unserer Vorstellung vom ganz andersartigen vortertiären Untergrundsbilde andererseits, das uns die Geophysik (Reich, 1937) kürzlich vermittelt hat, noch in der Nichtkenntnis der tertiär-quartären Grenzfläche besteht.

Die prädiluviale Grundfläche ist für wenige Einzelgebiete bereits dargestellt werden. Vor allem verdanken wir E. Koch (1927) durch seine gründlichen, auf einem ausgezeichneten und engen Netz von Tiefbohrungen beruhenden Arbeiten die Kenntnis der diluvialen Auflagerungsfläche der weiteren Umgebung von Hamburg. In kleineren Skizzen wurden Vorstellungen des präquartären Bildes des Untergrundes von Kiel durch Wirtz (1936), des Marschenbereiches durch Heck (1936 a) vermittelt. Die seismischen Karten hingegen betreffen Tiefenlagen tektonischer Strukturen, die „in erster Annäherung einen abgedeckten Höhenschichtenplan des vortertiären Untergrundes" darstellen (Reich, 1937). Zumeist liegen diese seismisch ermittelten und inzwischen durch Tiefbohrungen zum Teil erschlossenen Tektogene so tief und auch unter Tertiärbedeckung, daß sie von den glazialen Vorgängen völlig unberührt blieben. Darin liegt auch die Erklärung für die vom seismischen Untergrundsgepräge abweichende präglaziale Grundfläche.

Wenn heute in erster Mitteilung das Bild vorglazialer Sedimente und ihrer Lagerung über ganz Schleswig-Holstein in so winzigem Maßstabe gegeben werden soll, so hat das folgende Gründe: Zum einen ist es bis auf weiteres nicht angängig, daß die Karte in ihrer Originalgröße mit Lagepunkten und Profilen aller verwendeten Bohrungen herausgebracht wird, denn das würde einer Veröffentlichung der im Bohrarchiv der Preußischen Geologischen Landesanstalt niedergelegten Schichtenverzeichnisse ziemlich gleichkommen. Zum anderen weisen manche Gebiete im Gegensatz zum Beispiel zu den Umgebungen größerer Städte und wichtiger Anlagen noch Lücken im Bohrnetz auf, die bei größerem Maßstabe als störend empfunden werden. Immerhin ist das Kartenbild des präquartären Untergrundes durch so zahlreiche Bohrungen belegt, daß Änderungen wohl nur noch im kleinen zu erwarten sind. Da eine derartige Karte jedoch niemals „abgeschlossen" sein kann, liegt kein Grund vor, sie weiterhin verborgen zu halten. Ihre Veröffentlichung — zunächst in diesem Maßstabe — möge durch den Wunsch gerechtfertigt sein, hierdurch einen Beitrag zur Förderung bewegungsmechanischer und besonders glazialgenetischer Fragenkomplexe innerhalb Schleswig-Holsteins zu liefern.

B. I. Das Kartenbild

a) Das Bohrgut

Die Grundlage für die entstandenen Karten bilden die im Bohrarchiv der Preußischen Geologischen Landesanstalt niedergelegten Schichtenverzeichnisse, deren Gesamtzahl aus Schleswig-Holstein heute etwa 30 000 beträgt. Von ihnen war besonders der Teil neuerer, seit etwa 10 Jahren zusammengetragener und auf Grund vorhandener Proben nach einheitlichen Gesichtspunkten bearbeiteter tieferer Bohrungen verwendbar, die das Liegende des Quartärs in primärer Lagerung angetroffen haben. Glazial verschleppte Schollen blieben außer Betrachtung. Zu Hilfe genommen wurden jedoch auch Bohrungen, die bei besonders großer Mächtigkeit des Quartärs das ältere Liegende nicht angetroffen haben. Die Gesamtmenge der brauchbaren Profile ist so groß und die Dichte des Bohrnetzes vorwiegend so eng, daß auf der Originalkarte i. M. 1 : 300 000 nur noch vereinzelte größere Gebiete bestehen, in denen entsprechend tiefe Bohrungen bislang fehlen. Ein Teil früherer Lücken wurde durch inzwischen ausgeführte Bohrungen geschlossen, andere

Gebiete erfuhren neuerdings noch gründlicheren Aufschluß. Seitdem die Karte hergestellt ist, konnte ihre Gültigkeit durch vielfach hinzugekommene Bohrungen in den letzten Jahren stets bestätigt werden. Im Hamburger Gebiet sind die Ergebnisse von Koch zugrunde gelegt und seine Darstellungen teilweise noch untergliedert worden.

b) Die geologische Auflagerungsfläche

Im Gegensatz zum seismischen Bilde, das eine Fülle isolierter und rheinisch streichender Reihen von tektonischen Strukturen im tieferen — meist vortertiären — Untergrund zeigt, belehrt uns die Darstellung der stratigraphischen Verschiedenheiten innerhalb der präglazialen Auflagerungsfläche dahin, daß von diesen Tektogenen nur eine geringe Anzahl in direkte Berührung mit den Quartärsedimenten tritt oder sie durchragt. Unter den paläozoischen Gesteinsaufpressungen sind es die bekannten salinaren dyadischen Schichtenkomplexe von Stade (Haack 1936), Langenfelde (Gripp 1920, Wolff 1922), Lieth bei Elmshorn (Ernst 1931, Lotze 1936), Quickborn (Heck 1935, Reich 1937), Segeberg (Gripp 1920) und Oldensworth (Heck 1933, 1935), die im präquartären Untergrundsbild hervortreten und mit dem Glazial in Kontakt stehen. Kretazische Hochgebiete als direkter präquartärer Untergrund sind die herkömmlichen und durch viele Bohrungen belegten Vorkommen (s. Koch 1927). Auf eine Fläche bezogen ergibt sich die Lage der stratigraphisch verschiedenen Gebilde und ihrer Verbreitung wie in Abb. 1. Vor allem gestattet die Reichhaltigkeit des heute zusammengetragenen Bohrgutes die annähernde Begrenzung der vorhandenen Tertiär-Unterformationen, die mit Ausnahme der erwähnten älteren, bis in den diluvialen Sedimentationsraum hineinreichenden Aufragungen durchweg die Auflagerungsfläche des Quartärs bilden. Dabei kommt besonders die von Wolff (1922) schon geäußerte Verjüngung der Sedimentationsfolge von Osten nach Westen zum Ausdruck. Die größeren hochgehobenen Alttertiärflächen umfassen die Insel Fehmarn, den Ostteil von Wagrien, den östlichsten Teil von Angeln im Bereiche der Geltinger Bucht und den Süden der Insel Alsen. Das kleine Vorkommen von hochgelagertem Alttertiär westlich Segeberg steht mit dem jungtertiär dort aufgeschobenen Salzgebirge in kausalem Zusammenhang. Sämtliche übrigen erbohrten oder auch aufgeschlossenen Alttertiärablagerungen sind entweder von einer Folge jungtertiärer Sedimente bedeckt oder als wurzellose glazialverschleppte Schollen erkannt; sie gehören somit nicht zur unmittelbaren präquartären Auflagerungsfläche.

Unter den miozänen Ablagerungen ist die Tatsache augenfällig, daß untermiozäne Sedimente (Untere Braunkohlensande) eine beträchtliche Verbreitung von Neumünster bis südlich von Bad Oldesloe einnehmen, um dort das Liegende des Quartärs zu bilden. Weitere Flächen dieser Art liegen südlich und südöstlich von Hamburg (Buchholz, Umgebung von Geesthacht) und auch südlich von Eutin. Das bislang ermittelte Areal des marinen Mittelmiozäns (Reinbeker Stufe = oberstes Mittelmiozän) ist in der Karte teilweise angedeutet; bei seiner oftmaligen Fossillosigkeit ist es jedoch recht wahrscheinlich, daß diese Umgrenzung noch wesentliche Änderungen erfährt. Die größte Auflagerungsfläche für das Quartär stellt im Osten der Provinz, bis nach Mecklenburg hinein, das limnische und terrestre Mittelmiozän (Obere

Braunkohlensande) dar, das in großen Mächtigkeiten nachgewiesen ist. Von industriellen Werken wird es vor allem wegen seiner vorzüglichen und meist artesischen Grundwasserführung (Heck 1932) in Tiefbohrungen erschlossen.

Eine ebenfalls zusammenhängende Fläche bildet der obermiozäne Glimmerton (Staesche 1930), dessen heutige Verbreitung im wesentlichen an den Westen der Provinz gebunden ist, jedoch bei Flensburg das Land auch nach

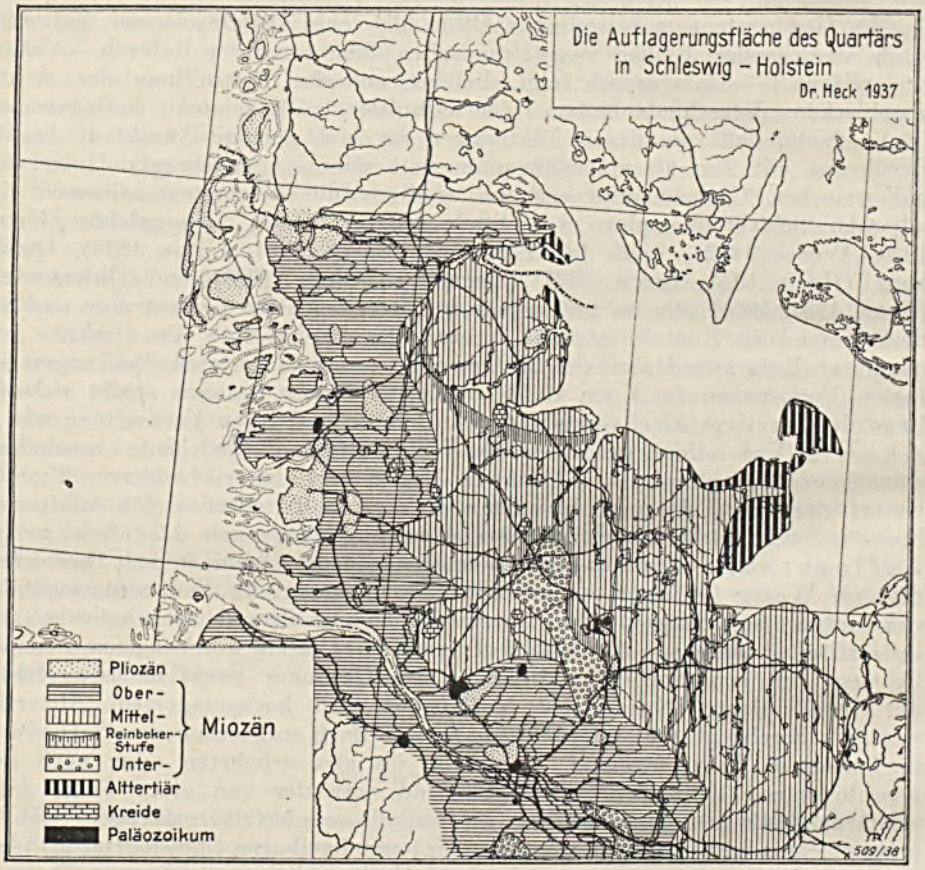


Abb. 1. Die geologische Ausbildung der Auflagerungsfläche des Quartärs

Osten überschreitet und auch weit östlich von Hamburg vordringt. Die in Bohrprofilen von Gagel als Obermiozän angesprochenen Glimmertonvorkommen in der Umgebung von Kiel gehören der Reinbeker Stufe an. Es ist bei der Entwicklungsgeschichte der tertiären Meere (v. Linstow, Gripp) einleuchtend, daß die Mächtigkeiten des obermiozänen Glimmertons von Osten nach Westen rasch zunehmen, so daß Mächtigkeiten von über 100 m keine Besonderheiten sind. (Die Karte des Präquartärs von Dänemark [1928] gestattet infolge mangelnder Untergliederung leider nicht die Verfolgung unserer Sedimente nach Norden.)

Auf die miozäne Sedimentfolge verstreut lagern weiträumige und zum Teil mächtige Vorkommen von erhaltenem Pliozän (Koch 1927, Heck 1935, 1936, Wetzel 1937). Das stratigraphische Bild der präquartären Auflagerungsfläche in Schleswig-Holstein erscheint — solange es auf eine Ebene bezogen ist, wie in Abb. 1 — daher in der Anordnung der Sedimente und ihrer genetischen Folge ziemlich gleichförmig und einfach.

c) Die Isobathen-Darstellung

Als weniger einfach jedoch erkennt man die Gestaltung der Lagerungsverhältnisse der einzelnen präglazialen Ablagerungen, sobald die ebene Bezugsfläche (Abb. 1) verlassen wird und die Sedimente in ihrer Tiefenlage zu NN zum Ausdruck gebracht werden. Hierin offenbart sich dann eine unter der Quartärbedeckung vorhandene eigenartige Oberflächengestaltung der Grundfläche, die nur unter der Voraussetzung tektonisch junger Verlagerungen oder auch teilweise glazigener Umformungen des Untergrundes gedeutet werden kann. Die auf Grund der verwertbaren Bohrungen gewonnene Isobathen-Karte (Abb. 2) gibt an, daß der vorquartäre Untergrund zwischen + 43 m NN (Braak, + 43 m, Obermiozän; Kamp, + 35 m, Mittelmiozän; Grundhof, + 52 m, Mittelmiozän; usw.) und — 299 m NN (südlich Wandsbek; Tönning, — 250 m, Pliozän; Altenwalde, — 245 m, Obermiozän; usw.) schwankt, also insgesamt und auf verhältnismäßig kleinem Raum Höhenunterschiede aufweist, die sich durchaus mit denen unserer Mittelgebirge vergleichen lassen können. Die ursprünglichen mehr oder minder niveaubeständigen Sedimentationsräume gleicher stratigraphischer Einheiten sind nachträglich recht erheblich deformiert worden.

Soweit es die Wiedergabe der Karte gestattet hat, sind die Isobathen bis zu — 100 m NN im Abstand von je 25 m durchgezeichnet worden; die tieferen Depressionen wurden zu je 100 m Lageunterschied zum Ausdruck gebracht.

Zur weiteren Verständigung sollen die in ihren Tiefenlagen unterschiedlichen Gebiete folgende Benennung erhalten:

Gebilde über NN: . . . . . *Aufragungen*
Gebilde zwischen NN bis — 50 m NN: . . . . *Hochgebiete*
Gebilde zwischen — 50 m NN und — 100 m NN: *Becken*
Gebilde tiefer als — 100 m NN: . . . . . *Rinnen*

Die Verteilung dieser unterschiedlichen Untergrundsformen des Präquartärs im Raume Schleswig-Holsteins geht aus der Abb. 2 hervor. Es ist zweifellos tektonisch bedingt, daß sich die Durchbrüche vortertiärer Strukturen in den Aufragungen ausdrücken. Über diese hinaus aber gibt es eine Anzahl weiterer Aufragungen in der Umgebung von Hochgebieten, die uns bislang nur durch tertiäre Sedimente belegt sind. Der Übergang von Hochgebieten zu Becken erfolgt fast durchweg allmählich und weitwellig; weitwellig auch ist der Übergang zu Rinnen innerhalb großräumigerer Becken (z. B. an der Elbemündung). Ausgeprägte Rinnen dagegen mit deutlicher Längserstreckung und enger begrenzten abschüssigen Flanken finden sich mehrfach zwischen benachbarten Hochgebieten (z. B. bei Tönning, Flensburg, Kiel, Hamburg). Aus der Isobathenkarte geht auch hervor — und das beruht nicht

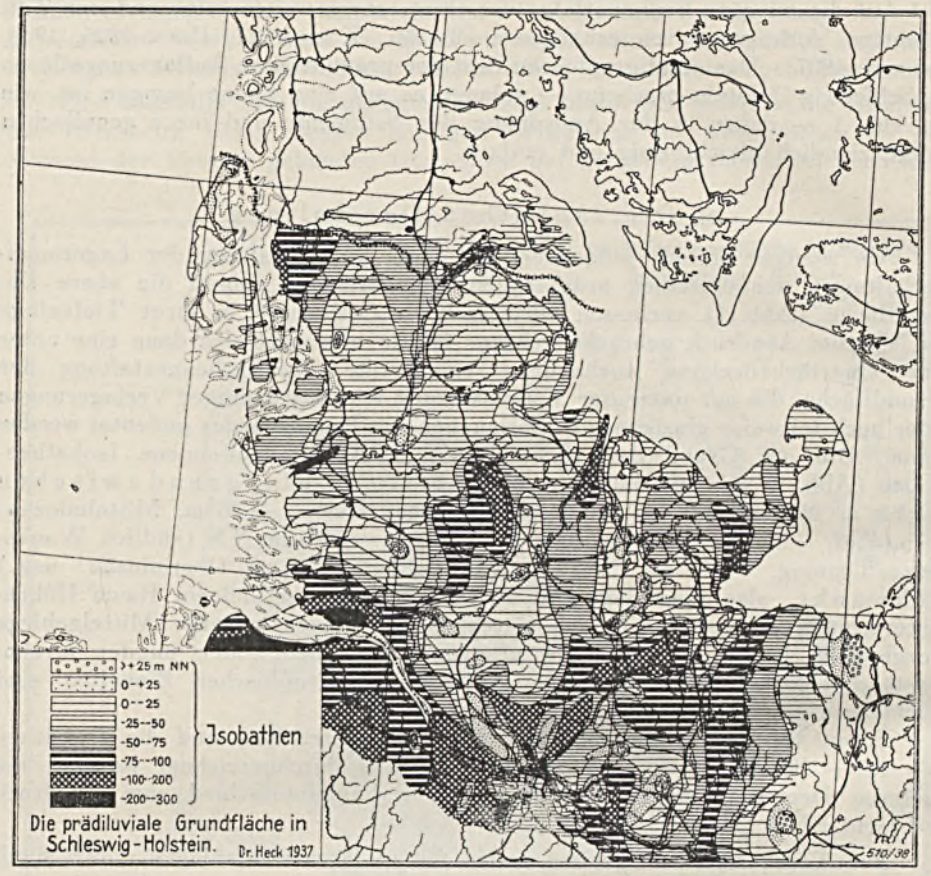


Abb. 2. Die Isobathendarstellung der prädiluvialen Grundfläche.
(Verkleinert und vereinfacht nach dem Original im Maßst. 1: 300 000.)

etwa auf mangelnden Bohraufschlüssen —, daß die Oberflächengestaltung der prädiluvialen Grundfläche im Süden der Provinz lebhafter ist als gegen Norden.

Durch diese Kenntnis der unterschiedlichen Ausbildung des Untergrundes ist die Möglichkeit gegeben, unsere Karten für geologisch wissenschaftliche wie praktische Aufgaben zu verwenden.

II. Ausdeutungen

Bis zu welchem Grade die vorgelegten Karten schon heute Ausdeutungen für schwebende Fragen gestatten, mag an einigen Beispielen aufgezeigt werden.

a) Untergrundsgepräge und Diluvialmorphologie

Für jedes Gebiet mächtiger Quartärbedeckung ist es ein allgemeines Bedürfnis, die Gestaltung des Untergrundes zu erfahren. Wenn auch heute die Geophysik ein Bild des felsigen und tieferen Untergrundaufbaues, nämlich

das Bild der Lagerung massiger zu spezifisch leichteren Gesteinen, vermittelt, so bleiben doch dabei die unverfestigten tertiären Ablagerungen zumeist unerkannt und unberücksichtigt. Von der Vielzahl aller Bohrungen erschließt nur ein Teil das Liegende des Quartärs, und so ist es verständlich, daß die geologische Arbeitsweise in dieser Hinsicht auf Umwege und „Indizienbeweise" verfällt, wie sie in Geschiebeuntersuchungen der Lokalmoränen (Beurlen & Wetzel 1937, Ernst 1920) und in Ausdeutungen der eiszeitlichen Randlagen und ihrer Schollenführung (Becksmann 1933) gemacht wurden.

In neuester Zeit hat K. Beurlen (1938) den an sich interessanten Versuch unternommen, durch Analyse der großräumigen Glazialmorphologie, insbesondere aus der Anordnung der Moränen-Loben und ihrer Einkerbungen, ein glazialtektonisches und regionalgeologisches Bild des Untergrundes von Schleswig-Holstein zu entwickeln. Über solche Ausführungen hinaus prägt Beurlen (S. 17) — auch für die übrige diluvialregionale Flachlandsgeologie — den Satz, „daß der diluviale Schleier nicht nur verhüllt, sondern indem er sich eng an die Züge des Untergrundes anlegt, diese Züge in seiner Art durchaus erkennbar abbildet". Er sieht sein vom Untergrund Schleswig-Holsteins gewonnenes Bild besonders durch die von Reich (1937) mitgeteilte Karte „voll bestätigt" (S. 16, Anm. 3).

Inwieweit in unserem Gebiet diese These Beurlen's Gültigkeit hat, mag vermittels des durch die Bohrergebnisse erzielten und hier vorliegenden Kartenbildes der Untergrundsgestaltung und der Verbreitung prädiluvialer Ablagerungen an einigen seiner — vielfach bedeutungsvollen — Schlußfolgerungen erörtert werden.

Kartenmäßige Darstellungen der Eisrandlagen Schleswig-Holsteins gibt es in der älteren wie neueren Literatur des öfteren. In Grundzügen sind sie in Arbeiten von Wolff (1922), Struck (1931), Woldstedt (1935) bereits für die ganze Provinz zum Ausdruck gebracht, soweit das auf Grund der Morphologie und ohne eingehendere Geländeuntersuchungen möglich war. Die Behandlung von Teilgebieten (Wasmund 1934, Gripp 1934, Eggers 1934, Heck 1937, Simon 1937) hat gründlichere Darstellungen des Endmoränenverlaufs erzielt, weil sie auf geologischen Kartierungen oder auf Geschiebeuntersuchungen beruhen. Die von Beurlen gegebene Skizze soll die Aufteilung jungeiszeitlicher Randlagen (in Wechsel I und Wechsel II) und einen Teil des Warthe-Glazials[1]) andeuten, um dadurch die Anordnung der Eisloben und ihrer Kerben zu veranschaulichen (Abb. 3). Es ist Beurlen ohne weiteres darin zuzustimmen, daß die Lage und der Verlauf der Eisloben und somit die Verteilung der glazialen Formen, vor allem lokale Besonderheiten, ihre Ursachen in Eigenarten der Morphologie des überfahrenen Geländes und in tektonischen Bewegungen haben können, und daß solche lokalen Gegebenheiten, wenn sie beträchtlichen Ausmaßes sind, auf die Zerlappung und Eisrandgestaltung sogar ausschlaggebenden Einfluß haben müssen. Indes konnten solche Gegebenheiten doch wohl nur dann von Einfluß sein, wenn ihre Lage und Gesteine für die Eismassen

1) Die Kieler Schule arbeitet auf Grund der Aufsätze von Range (1926), Becksmann (1931), Neumann (1933), Hesemann (1937), Rein (1937) u. a. mit einer selbständigen Warthe-„*Eiszeit*", die zwischen zwei Interglaziale eingeschaltet sei. Die absolute Beweisführung steht noch aus (s. Woldstedt 1935, Grahle 1936).

auch erreichbar und angriffsfähig waren. Becksmann (1934) hat daher mit Berechtigung vor allem aus dem Auftreten größerer Schollen in verschiedenalterigen Moränen auf intradiluviale tektonische Bodenbewegungen in und östlich von Schleswig-Holstein geschlossen. Soweit Lokalmoränen hinzu-

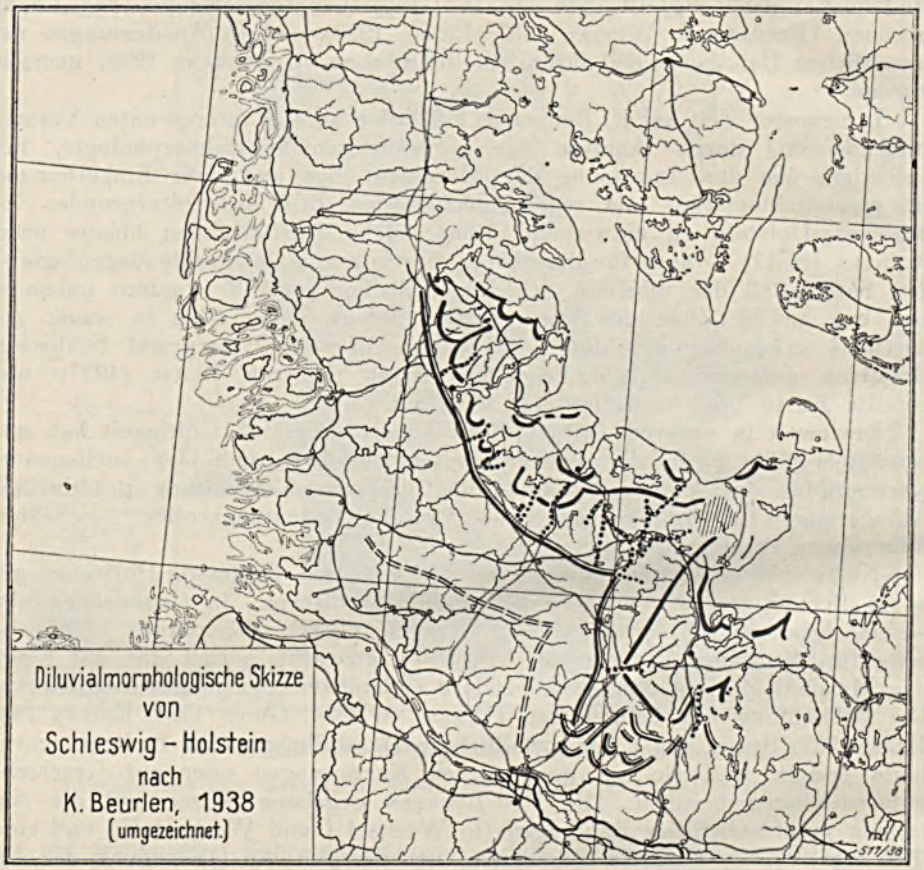


Abb. 3. Diluvialmorphologische Skizze von Schleswig-Holstein (nach K. Beurlen, 1938).

Es bedeuten: Kräftiger Doppelstrich = Randlage von Weichsel I; kräftiger einfacher Strich = Randlagen von Weichsel II; punktierte Linien = Schmelzwasserrinnen von Weichsel I; gestrichelte Doppellinie = Randlagen der Warthevereisung. (Die Karte ist vom Verfasser umgezeichnet.)

hinzukommen, sind auch Beurlen's unmittelbar damit im Zusammenhang stehende Folgerungen zu vertreten. Hingegen gehen seine Vermutungen über die Ursachen örtlicher Eisrandzerlappung deshalb vielfach fehl, weil ihm die durch Bohrungen bezeugte Lage hoher und für das Eis angreifbarer Gebiete des Untergrundes offenbar unbekannt geblieben ist. So spricht Beurlen der in Richtung auf den Großen Plöner See weisenden Kerbe in der Weichsel I

— Randlage weitgehende Bedeutung zu, da sie den Verlauf dieses sonst als Brandenburger Stadium bezeichneten Endmoränenbogens in zwei grundlegend verschiedengeartete große Eisloben (nämlich in den einfachen und glatteren nördlichen Lobus, der sich um das weitere Gebiet der Eckernförder Bucht legt, und in einen unterteilten südlichen, holsteinischen, sich um die weitere Lübecker Bucht hinziehenden Lobus) und in jüngere Randlagen des Weichsel II (damit ist das Pommersche Stadium gemeint) verschiedenartig aufspalte. Weil sich diese Kerbe auch in der Randlage des „Warthe"-Glazials widerspiegelt, nimmt Beurlen als Ursache ein Hochgebiet des Alttertiärs von Fehmarn—Heiligenhafen an, das als eine Art Brückenpfeiler auf den von Osten her kommenden Eisstrom gewirkt habe. Die durch Holsteiner Gestein (Miozän) und Heiligenhafener Gestein (Eozän) gekennzeichnete Moräne in dieser Kerbspur deute auf jungdiluviale Hebungsbewegungen des vermuteten Hochgebietes hin. Nun war es allerdings naheliegend, dieses größte Verbreitungsfeld mächtigen Alttertiärs als Basis des Diluviums der übrigen Umgebung gegenüber als „hoch" gelegen und somit auch als Ursprungsgebiet der lokal häufigeren Tertiärgeschiebe anzusprechen; eine Bohrung bei Klostersee (Heck 1935) hatte unter dem Alttertiär bereits bei 235,6 m Kreide angetroffen, ein Umstand, der weiterhin auf allgemein hohe Lage des Alttertiärs zu deuten schien. Und dennoch dürfte nach den nunmehr vorliegenden Ergebnissen über die Ausbildung der präquartären Grundfläche ein Hochgebiet, das für die Entwicklung der Plönersee-Kerbe und ihrer nördlichen Moränenbögen geltend gemacht werden kann, eher südlich oder westlich Heiligenhafen als Brückenpfeiler für den Eisstrom gewirkt haben. Jedenfalls deuten die im nördlichen Bereich dieser Kerbe entwickelten Hochgebiete und Aufragungen größeren Ausmaßes (Bundhorst + 14 m NN) und das von dort nordsüd streichende Mittelmiozän-Hochgebiet, vielleicht auch ein Alttertiär-Hochgebiet in der Umgebung der Sagas-Bank, beweisender auf derartige Lage, als die im Fehmarn—Heiligenhafener und übrigen Gebiet Wagriens ausgeprägten Becken und Rinnen mit vorquartären Tiefenlagen zwischen — 40 m NN (Oldenburg) bis — 120 m NN (Neustadt, Eozän). Inwieweit möglicherweise Ursachen, vor allem auch für die Anordnung der jüngeren Moränenstaffeln, im Bungsberg-Untergrund zu suchen sind, ist noch ungeklärt (einstweilen weisen weder die Bohrergebnisse, noch die Geophysik, auf ein dort gelagertes vorquartäres Hochgebiet). Für die Lage der jüngeren Staffeln des Weichsel II-Glazials, das nach Beurlen „ein nur schlecht ernährtes, stark von Schmelzwasserrrinnen und Spalten durchzogenes Eis" gewesen sein soll, war sicherlich die durch die älteren Gletscherablagerungen geschaffene Geländeform weitgehendst ausschlaggebend. In diesem Sinne sind wohl auch Beurlen's Darlegungen zu verstehen, wenn er sagt: „In dem Randlagenverlauf von Weichsel II muß sich also die Morphologie des Untergrundes sehr weitgehend abbilden, was ja schon daraus hervorgeht, daß die Loben von Weichsel II sich vorwiegend in solchen Zonen wie der Eckernförder Bucht, der Kieler Förde usf. vorschoben. Im Randverlauf von Weichsel I können sich daher höchstens die bedeutungsvolleren morphologischen und tektonischen Gegebenheiten abbilden" (S. 12). An eine ältere, vorweichseleiszeitliche großflächige Bedeckung des präglazialen Untergrundes überhaupt ist um so eher zu glauben, als Thiele (1938) in mehreren Bohrungen der Kieler Umgebung echte und gut erhaltene Geschiebemergel in recht geringen Tiefen als der Warthe-, der Saale- bzw. sogar der Elster-Vereisung zu-

gehörend angesprochen hat. Wir dürfen erwarten, — und wir finden es ja auch im Westen der Provinz (Hesemann 1937) wie auch durch die erhaltenen vollständigen Interglaziale bestätigt —, daß ältere Moränendecken mehr als je geahnt unter den jungeiszeitlichen Schuttmassen noch vorhanden sind. Die Gesamtmächtigkeit diluvialer Sedimente setzt sich also auch im Osten der Provinz in den meisten Fällen aus wohlerhaltenen Resten vorheriger Vereisungen zusammen, so daß die besonders für die räumliche Anordnung der Weichsel II-Randlagen und ihrer Kerben gefolgerten Schlüsse Beurlen's auf intraglaziale örtlich gelagerte tektonische Ursachen in diesem Ausmaß nicht anzuerkennen sind, so hoffnungsfreudig und bestechend sie auch erschienen. Auch der von Beurlen betonte Unterschied im Verlauf der Randlagen zwischen Weichsel I und II sowie ihrer Untergliederung nördlich und südlich der Plöner See-Kerbe erklärt sich unter der Berücksichtigung der präquartären Grundfläche einfacher: Im Norden finden wir den vorwaltend gleichförmigeren Aufbau der Grundfläche, im Süden die stärkere Gliederung in Hochgebiete, Becken und Rinnen, und diesem Gepräge haben sich die vorangegangenen Glazialablagerungen angepaßt, und die nachfolgenden haben die älteren morphologischen Unterschiede immer mehr abgeschwächt. Finden sich doch gerade über den meisten Becken und Rinnen die größten, über den Hochgebieten aber die geringsten Glazialmächtigkeiten! Der im ganzen in den Weichsel I-Randlagen sich widerspiegelnde Küstenverlauf dürfte auf dem Hinaufwandern der Gletscher aus der junginterglazial angelegten Ostsee-Depression auf das Festland und einem Sich-Totlaufen des Eises nach gewisser Wegestrecke beruhen. Die schon vorglazial ausgeprägten Rinnen sind späterhin interglaziale Sedimentationsräume (Heck 1936, Grahle 1936) sowie die Wegweiser voreilender Eisloben und Gletscherzungen (Lübecker Lobus, Kieler Lobus, Hüttener Berge, Flensburger Lobus usf.) geworden, und die schon vorglazial angelegten und die hinzugekommenen älteren glazialmorphologischen Hochgebiete dagegen bildeten fortwährende Bremsstrecken oder gar Haltepunkte für das Eis (Angeler Lobus, Randlagen im Dänischen Wohld, Lütjenburger und Travemünder Lobus usf.). Die Kerbspuren von Ahrensburg und Ratzeburg im Lübecker Lobus und die große Zahl dortiger Randlagen, die durch die Ausführungen von Simon (1937) noch klarer erscheinen, bezeugen den Kampf der vorstrebenden Eismassen gegen den Einfluß präglazialer Bodenungleichförmigkeiten bis in das Jungglazial hinein (Trittauer-, Gr. Pampauer- und Ratzeburger Hochgebiete [bis + 43 m, Miozän]) mit dem Lübecker Untergrundbecken (bis über — 90 m NN) im Hinterland. Wenn Beurlen auch die Kerben- und Lobenverteilung in Angeln, Schwansen (Heck 1937) und dem Dänischen Wohld durch die seismische Darstellung (Reich 1937) und die darin verzeichneten Massive von Sterup usw. „erfreulich bestätigt" zu finden glaubt, so ist das ein bedauerlicher Trugschluß, denn die Mindestiefe, in denen diese Strukturen frühestens überhaupt zu erwarten sind, betragen etwa 300 m (nach mündlicher Angabe von Herrn Prof. Dr. Reich), und das diese von Beurlen für die Eisrandgestaltung verantwortlich gemachten Massive umgebende Miozän beginnt tiefstens im Bereiche des dort allgemein verbreiteten präquartären Hochgebietes (nämlich zwischen + 10 bis — 41 m NN), während die von Beurlen für den in die Flensburger Förde sich einzwängenden Eisteilstrom haftbar gemachten Ursachen im Tertiärgebiet von Gelting und Alsen (Alttertiär) beruhen sollen, das aber tatsächlich dem-

gegenüber tiefer (bei —64 bzw. —72 m NN) beginnt als die nördlich und südlich der Binnenförde gelagerten Miozän-Hochgebiete (+10 bis —21 m NN).

Weitere Beispiele unterschiedlicher Folgerungen über die etwaige Abhängigkeit jungeiszeitlicher Geländegestaltung vom Untergrund, wie sie von K. Beurlen zumindest für das östliche Schleswig-Holstein fehlgezogen sind, weisen die Karten selbst auf.

Während innerhalb des glazigenen Jungdiluviums durch die Zahl der in diesem Bereich über die präquartäre Grundfläche hinweggeschritttenen Vereisungen und ihrer Ablagerungen die heutige Oberflächenmorphologie nur in verschwindendem Maße noch Züge des Untergrundes trägt, sind die Beziehungen zwischen Diluvialbasis und Sedimentationsgepräge im Raum des Altglazials etwas deutlicher erkennbar. Auf die quartäre Ausfüllung des nordfriesischen Küstenraumes wurde an anderen Stellen bereits früher hingewiesen (Heck 1935, 1936). Gerade dort kommen die von den Sylter-, Bredstedter- und Eiderstedter-Hochgebieten bis zur nordfriesischen Rinne abklingenden Niveauunterschiede und ihre spätere Ausfüllung klar zum Ausdruck. Die besonders tiefe Rinne der Eidermündung, von etwa 250 m mächtigem Quartär aufgefüllt, ist als tektonisches Element angesprochen (Heck 1936), durch besonders tiefe Bohrungen bestätigt und nach Wasmund (1937) sogar im rezenten Nordsee-Sedimentationsraum bis Helgoland zu verfolgen. In Dithmarschen lagert das weiträumige obermiozän-pliozäne Hochgebiet von Büsum—Heide—Beldorf, von dem aus das präquartäre Relief nach Süden bis zur —245 m tiefen Rinne der Elbemündung stetig abfällt. Unter dem mittleren und südwestholsteinischen Altglazialgebiet stellt sich der voreiszeitliche Untergrund gegenüber dem Norden als so unterschiedlich heraus, daß man hierin die Ursachen für die Verteilung und Erhaltung altglazialer (Koch 1927) und altinterglazialer (Grahle 1936) Sedimente erblicken kann, die sich in diesen Gebieten sämtlich anders abgelagert haben als im einheitlicheren Norden. Im südwestlichen Holstein sind bereits durch die altdiluviale Sedimentation die vorher bestehenden Becken und Rinnen aufgefüllt worden, während für die jungdiluviale (interglaziale marine und glaziofluviatile) Sedimentation im nordfriesischen Gebiet noch Raum war (Heck 1930 a). Diese Tatsachen führten zur Folgerung großräumiger wie auch lokaler tektonischer Vorgänge während des Quartärs.

b) Tertiärer Sedimentationsraum und Tektonik

Aus den Untersuchungen über den vorglazialen Untergrund, aus Bohrungen und Geschiebeführung, ergab sich die Feststellung, daß die präquartäre Auflagerungsfläche weder stratigraphisch einheitlich noch morphologisch gleichförmig ist. Die Abb. 1 und 2 bringen das zum Ausdruck. Mit Ausnahme der das Tertiär durchragenden tektonischen Strukturen älterer Formationen bilden überall Tertiärsedimente die Grundfläche des Quartärs. Dabei ist im ganzen betrachtet eine Verjüngung der Schichtenfolge von Osten nach Westen vorhanden, die eine Folge geologisch junger Schrägstellung des Untergrundes sein muß. Diese Auflagerungsfläche ist so mannigfaltig untergliedert und ihre tertiären Schichtglieder befinden sich in so wechselnden Tiefenlagen, daß Sonderbewegungen daraus gefolgert werden müssen, deren zeitliches Eintreten im einzelnen allerdings noch offene Fragen sind.

Bis zu gewissem Grade jedoch ist es schon heute möglich, die Ursachen für die Veränderung des tertiären Sedimentraumes zu erkennen. Die früheren gravimetrischen und magnetischen Messungen in Schleswig-Holstein (Barsch & Reich 1930) haben Zonen der Anordnung besonders schwerer und wohl durchweg altpaläozoischer Gesteine ergeben und zum Teil auf deren Tiefenlagen schließen lassen. Darin kommt ein tiefstes tektonisches Stockwerk zum Ausdruck, das durch die bekannten Massive von Sylt, Husum, Kiel belegt ist. Die neueren seismischen, insbesondere Refraktionsmessungen, die von der geophysikalischen Reichsaufnahme ausgeführt worden sind, ergeben ein ganz anderes Bild, das einem höheren tektonischen Stockwerk entspricht (Reich 1937). Es ist das das Bild des vortertiären Untergrundes, im wesentlichen also wohl des Raumes, der für den Absatz der tertiärer Sedimente zur Verfügung stand. Das seismische Bild unterteilt sich in Hochlagen und Tiefengebiete, die sich wiederum in drei wesensverschiedene Bereiche gruppieren. Beschränkt man sich auf die Darstellung[2]) der extremen Lagen, so ergibt sich nach den bisherigen Erkundungen ein Bild besonderer Klarheit (Abb. 4), das in unserem Gebiet in deutlichem Gegensatz zu früheren zumeist ganz hypothetischen Kartengebungen steht (man vergleiche darüber bei Reich, 1937). Nördlich des Mittel-Holsteinischen Abbruchs — einer tektonischen Linie, die schon Koch (1927) sinngemäß vorausgesagt hatte — ist der vortertiäre Untergrund von Schleswig-Holstein in Strukturelemente zerlegt, unter denen sich die rheinisch gerichteten Horstreihen (Lage oberhalb 600 m) mit ihren Hochlagen scharf herausheben. Die Horstreihen enden im Norden an einer etwa von Nordstrand nach Kiel-Holtenau verlaufenden Linie. Dieser Raum setzt sich in seiner Eigenart durch schmal begrenzte Horstzüge auch südlich der Elbemündung fort. Nach Südosten schließt sich daran das überwiegend tiefgelagerte Gebiet, das tektonisch vor allem durch die Anordnung salinarer Horste an das Gepräge im Niedersächsischen Becken anklingt. Die hierin tiefer versenkten Gesteine sind nur durch einzelne steil aufstrebende Pfeiler unregelmäßig unterbrochen. Erst weiter im Osten beginnt im Bereiche des Ost-Holsteinischen-Rückens das Gebiet, in dem die seismisch tragenden Schichten in der Gesamtheit wieder höhere Lagen einnehmen.

Die durch die geophysikalische Reichsaufnahme in Schleswig-Holstein vermessenen und durch Bohrungen schon oftmals bestätigten Gesteine setzen sich innerhalb der drei wesensverschiedenen Räume aus Formationsgliedern des Mesozoikums und des Jungpaläozoikums zusammen. Die Tiefenlagen sind diejenigen Gebiete, in denen das Tertiär in besonders großer Mächtigkeit vorhanden ist. Unterirdische Aufragungen des Tertiärs wurden seismisch nicht erfaßt.

Es ist in dem uns angehenden Raum Schleswig-Holsteins auffallend, daß die Hochlagen der Horstreihen des Ostens die des Westens jeweils um mehrere hundert Meter überragen. Mit diesem stufenweise westwärts gerichteten Abklingen der reihenförmig angeordneten Gipfel steht die (in Abb. 1

2) Die Benutzung der seismischen Ergebnisse und die Wiedergabe in Form der Abb. 4 erlaubten mir der Leiter der geophysikalischen Reichsaufnahme, Herr Prof. Dr. Barsch und ebenfalls Herr Prof. Dr. Reich. Für dieses Entgegenkommen sage ich beiden Herren auch auf diese Weise meinen Dank.

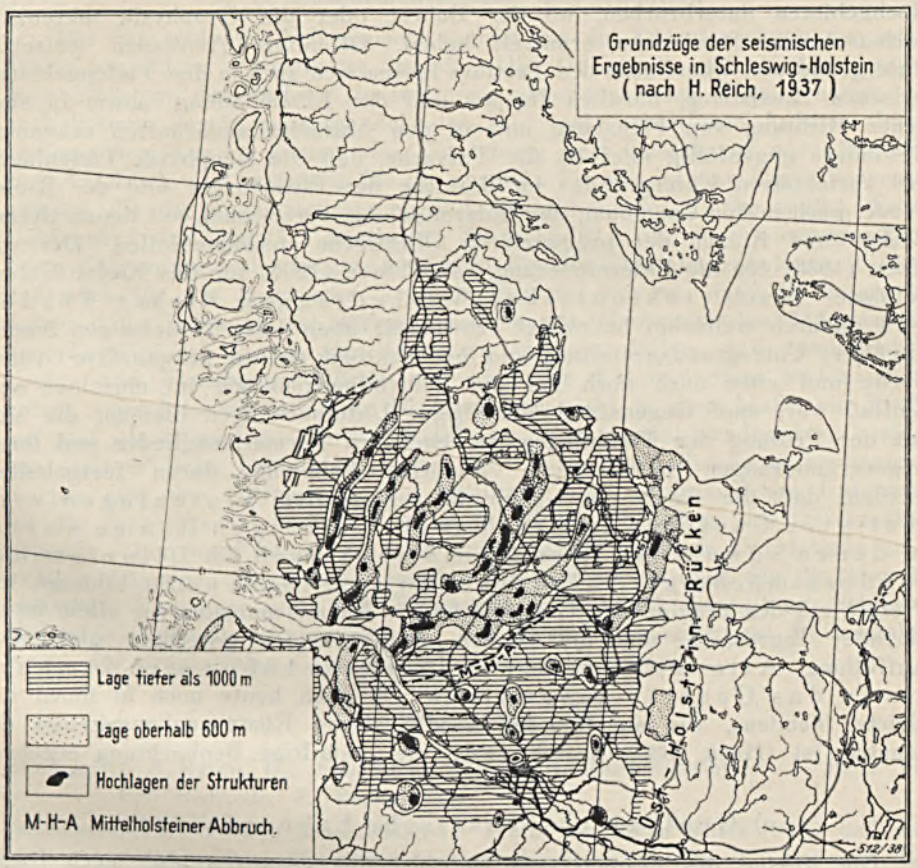


Abb. 4. Grundzüge der seismischen Ergebnisse in Schleswig-Holstein auf Grund der geophysikalischen Reichsaufnahme

gegebene) Verjüngung des tertiären Untergrundsgepräges von Osten nach Westen in Einklang. Eine derartige Konkordanz zwischen Tertiärsediment und Gipfelflur des älteren Untergrundes muß durch epirogene Vorgänge hervorgerufen sein, die nahezu das gesamte Gebiet Schleswig-Holsteins innerhalb des Tertiärs regional beeinflußt haben. In der Lageveränderung des jeweiligen tertiären Schichtenverbandes hingegen gibt sich die jüngere Lokaltektonik zu erkennen, die sich bereits für einige Landesteile aufzeigen läßt.

Das Bild der seismischen Vermessungen zeigt neben den aufragenden Strukturen Schwächezonen tiefer gelagerter älterer Gesteine an, die den Raum besonders mächtiger Tertiärsedimente bedeuten. Es ist nicht von der Hand zu weisen, daß in dieses Gebiet der seismischen Tiefenlagen auch gewisse Becken und Rinnen der präglazialen Auflagerungsfläche fallen. Besondere Einmuldungen der Tertiäroberkante — und somit auch besondere Mächtigkeiten des Quartärs — finden sich südlich des Mittel-Holsteinischen-Abbruchs, und fast nur dort sind sie von

Hochgebieten unterbrochen, wo der Bohrer oder die Geophysik tektonisch hochstrebende Strukturen ermittelt haben. Offenbare Analogien zwischen Untergrund und Oberfläche des Tertiärs lassen sich auch in den Tiefengebieten zwischen Rendsburg, nördlich Itzehoe und der Elbemündung, sowie in südlicher Richtung von Flensburg und in den Marschenlandschaften erkennen. Besonders augenfällig aber ist die Tatsache, daß die Geophysik Tiefenlagen des vortertiären Untergrundes im Bereiche der Flensburger und der Kieler Förde, auch in der Umgebung der Eidermündung, verzeichnet, mit denen tiefere Becken und Rinnen der präquartären Oberfläche zusammenfallen. Der von Heck (1936) für die Eiderniederung, von Wirtz (1936) für das Kieler Gebiet geführte Beweis tektonischer Vorbedingung dieser Förden wird dadurch weiterhin bekräftigt. Inwieweit über diese Beziehungen hinaus die ältere Untergrundsgestaltung und ihre Tektonik auf die präquartäre Grundfläche und etwa auch noch auf die Diluvialmorphologie im einzelnen von Einfluß war, muß Gegenstand zukünftiger Untersuchungen bleiben, die sich mit der Prüfung der Tiefenlagen der einzelnen Formationsglieder und ihren Lageveränderungen beschäftigen. Zunächst kann nur daran festgehalten werden, daß die durch die Geophysik aufgezeigten Tiefenlagen verfestigter Gesteine zugleich auch diejenigen Räume waren, in denen sowohl im Tertiär als auch noch im Diluvium besonders mächtige Ablagerungen entstanden. So bildeten die Tiefgebiete der präglazialen Grundfläche die Räume mariner, vor allem interglazialer Ingression, und die Becken ausgleichender jeweiliger glazigener Auffüllung. Altangelegte Schwächezonen haben sich demnach bis in das Quartär ausgewirkt. Ob auch heute noch in ihnen die gleiche Tendenz, wie sie für das nordfriesische Küstensenkungsgebiet erkennbar ist (Heck 1936), besteht, wird die zukünftige Beobachtung ergeben.

c) Geologisch-praktische Erkenntnisse

Die Karten des präquartären Untergrundes gestatten aber auch Rückschlüsse geologisch-praktischer Art. Abgesehen von den Schürfungen, die auf nutzbare Gesteine heute zumeist nach vorher erfolgten geophysikalischen und paläogeographischen Unterrichtungen ausgeführt werden, kann bei der Kenntnis der gesamten Untergrundsbeschaffenheit der heimischen Bohrindustrie und ihren Auftraggebern eine solche Karte nur von Nutzen sein. Durch das gewonnene Bild wissen wir von der Lage und Art des Tertiärs sowie der durchragenden älteren Gesteine. Unter ihnen sind die Braunkohlenablagerungen in Schleswig-Holstein bis auf weiteres ohne wirtschaftliche Bedeutung. Die sie umgebenden wasserführenden Sande aber haben für die Industrie deshalb einen großen Wert, weil ihre zumeist unter hoher Spannung lagernden Grundwasserhorizonte besseres und vielfach auch reichlicheres Wasser führen als das Diluvium (Heck 1932). Es ist mit Hilfe der Karte des Präquartärs möglich, ohne weiteres abzulesen, welche Tiefe in einem bestimmten Gebiet erforderlich ist, um in das tertiäre Druckwasser zu gelangen; umgekehrt aber läßt sich ersehen, mit welcher Mächtigkeit diluvialer Ablagerungen gerechnet werden darf. Es ist nicht Aufgabe dieser Schrift, näher darauf einzugehen. Jedoch sei erwähnt, daß für die Wasserwirtschaft und Landesplanung der Zukunft die Kenntnis des Untergrundes zu einer Voraussetzung geworden ist.

C. Zusammenfassung und Ausblick

Für das schleswig-holsteinische Gebiet hat die Erderforschung der letzten Jahre besondere Fortschritte erzielt. Die Geophysik gab Kunde von der Beschaffenheit des tiefsten kristallinen, altpaläozoischen Untergrundes. Sie auch lieferte uns in neuester Zeit das Bild vom vortertiären Aufbau. In den geologischen Karten kommt die Entstehung und Gestaltung der Oberfläche zum Ausdruck, und erstmalig für die gesamte Provinz ist eine Karte hergestellt worden, die die Zusammensetzung und Ausbildung der Fläche angibt, die den Untergrund des Quartärs ausmacht. Sie erlaubt in der hier wiedergegebenen Form Folgerungen, die in großen Zügen für die Glazialmorphologie, Tektonik und auch für die praktische Geologie gezogen worden sind. Es zeigte sich dabei, daß Tiefengebiete älterer Gesteine mit überwiegenden Mächtigkeiten des Tertiärs und auch des Quartärs zusammenfallen, daß zumindest die Kieler und Flensburger Förde wie auch die Eidermündung tektonisch angelegt sein müssen, daß aber Hochgebieten nicht in dem Maße ein Einfluß auf die glazialmorphologische Gestaltung zugestanden werden kann, wie es von anderer Seite behauptet worden ist. Wenn auch die heute vorliegenden Karten erst den Anfang für die Kenntnis vom voreiszeitlichen Untergrund für die ganze Provinz bedeuten, so ist für die Zukunft zwar eine ins einzelnere gehende, aber wohl kaum eine sich grundlegend ändernde Darstellung zu erwarten. Hingegen ist zu erhoffen, daß die älteren wie auch die jüngeren tektonischen Vorgänge und ihre Einwirkungen auf die Gestaltung Schleswig-Holsteins eindeutig erkannt werden. Für diese Forschungen sei die vorgelegte Karte der präglazialen Grundfläche ein neues Werkzeug.

D. Schriften

Barsch, O. & Reich, H.: Seismische Arbeiten in Norddeutschland. — Beitr. phys. Erf. Erdrinde, **3.** Berlin 1930.

Becksmann, E.: Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Sylt) und damit zusammenhängende diluvial-geologische Fragen. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **66**, B, S. 439—464. Stuttgart 1931.

— : Warum gibt es eine Cimbrische Halbinsel? — Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **20.** 1933.

— : Der Bau des tieferen Untergrundes im mittleren Norddeutschland. — Schr. geol.-paläontol. Inst. Kiel, **2.** 1934.

Beurlen, K. & Wetzel, W.: Geschiebeforschung und regionale Erdgeschichte auf Grund von Beispielen aus der Geologie Schleswig-Holsteins. — Z. Geschiebeforsch. u. Flachlandsgeol., **13.** 1937.

Beurlen, K.: Glazialmorphologische Grundzüge Schleswig-Holsteins. — Ebenda. 1938. Beih. „Kieler Beitr. Geschiebeforsch.".

Eggers, W.: Die Oberflächenformen der jungeiszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. — Veröff. schlesw.-holst. Univ.-Ges., **42.** 1934.

Ernst, W.: Jura- und marine Unterkreidegeschiebe aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **72**, 1920, S. 285—289. Berlin 1921.

— : Das Perm von Lieth b. Elmshorn (Holstein) mit Bemerkungen über das Perm von Stade. — Mitt. min.-geol. Staatsinst. Hamburg, **12.** 1931.

Grahle, H.-O.: Die Ablagerungen der Holstein-See (Mar. Intergl. I.), ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **172.** Berlin 1936.

Gripp, K.: Steigt das Salz zu Lüneburg, Langenfelde und Segeberg episodisch oder kontinuierlich? — 13. Jb. niedersächs. geol. Ver. Hannover. 1920.

— : Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung. — Hamburg 1933.

— : Diluvialmorphologische Untersuchungen in Südost-Holstein. — Z. deutsch. geol. Ges., **86,** S. 73—82. Berlin 1934.

Haack, W.: Das Salzgebirge von Stade in Nordhannover ein Rotliegend-Zechstein-Salzstock. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56,** S. 672—711. Berlin 1936.

Heck, H.-L.: Das Grundwasser im Zusammenhang mit dem geologischen Bau Schleswig-Holsteins. — S.-H. preuß. geol. L.-A. Berlin 1932.

— : Zechstein im nahen Untergrund der Eiderstedter Marsch. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54,** S. 354—370. Berlin 1934.

— : Zur Verbreitung des Pliozäns in Schleswig-Holstein. — Z. deutsch. geol. Ges., **87,** S. 307—318. Berlin 1935.

— : Paläozoische, triassische und tertiäre Ablagerungen im südwestlichen Schleswig. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56,** S. 46—71. Berlin 1936.

— : Art und Auswirkung quartärer westperibaltischer Tektonik. — Stille-Festschr. Stuttgart 1936. (1936 b.)

— : Die nordfriesische neuzeitliche Küstensenkung als Folge diluvialer Tektonik. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, **57,** S. 48—84. Berlin 1937.

— : Die geologische Entwicklungsgeschichte des Schlei-Gebietes. — Heimat. Kiel 1937.

Hesemann, J.: Geschiebeuntersuchungen in Schleswig-Holstein. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, **57,** S. 418—434. Berlin 1937.

Koch, E.: Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgegend. — Mitt. min.-geol. Staatsinst. Hamburg, **6.** 1924.

— : Beiträge zur Geologie des Untergrundes von Hamburg und Umgebung. — Ebenda, **9.** 1927.

Linstow, von: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **87,** Berlin 1922.

Lotze, F.: Das rote Salzgebirge von Lieth bei Elmshorn unterpermisch. — Zbl. Min. usw., Jg. 1936, B, S. 177—191. Stuttgart 1936.

Madsen u. Mitarbeiter: Übersicht über die Geologie von Dänemark. — Danm. geol. Unders., V. R., **4.** Kopenhagen 1928.

Neumann, H.: Die Gliederung des Diluviums der alten Moränenlandschaft Schleswig-Holsteins und der südlich angrenzenden Gebiete. — Schr. geol.-paläontol. Inst. Kiel, **1.** 1933.

Range, P.: War Deutschland drei- oder viermal vom Inlandeis bedeckt? — Z. deutsch. geol. Ges., **78,** 1926, S. *151—156.* Berlin 1927.

Reich, H.: Der Untergrund von Schleswig-Holstein nach Ergebnissen seismischer Refraktionsmessungen. — Z. Pumpen- u. Brunnenbau, Bohrtechnik. 1937.

Rein, U.: Die Warthe-Vereisung in der Lüneburger Heide. — Schr. geol.-paläontol. Inst. Kiel, **6.** 1937.

Simon, W. G.: Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. — Mitt. geogr. Ges. Lübeck, **39.** 1937.

Staesche, K.: Zur Gliederung des obermiozänen Glimmertons. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930, **51**, I, S. 55—87. Berlin 1930.

Struck, R.: Die innere baltische Moräne und andere Eisrandlagen in Schleswig-Holstein. — Mitt. geogr. Ges. Lübeck, **34.** 1931.

Thiele, S.: Diluvialstratigraphische Untersuchungen und Geschiebezählungen in der Umgebung von Kiel. — Z. Geschiebeforsch. u. Flachlandsgeol., in „Kieler Beitr. Geschiebeforsch." (Beih.). 1933.

Wasmund, E.: Diluviale Formengeschichte Ostholsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 129—140. Berlin 1934.

— : Der unterseeische Rücken von „Südstrand" zwischen Helgoland und Eiderstedt. — Geol. d. Meere u. Binnengewässer, **1.** 1937.

Wetzel, W.: Neue Beobachtungen am Jungtertiär von Sylt. — 28. Jber. niedersächs. geol. Ver. Hannover. 1937.

Wirtz, D.: Diluviale Bewegungen im Kieler Gebiet. — Zbl. Min. usw., Jg. 1936, B, S. 149—154. Stuttgart 1936.

Woldstedt, P.: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. — Berlin 1935.

— : Bemerkungen hierzu. — Z. Ges. Erdk. Berlin 1935.

Wolff, W.: Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins. — 2. Aufl. Hamburg 1922.

Urschrift eingegangen am 19. Mai 1938

Druckauftrag erteilt am 17. Januar 1939

Riesenhirsch-Geweihe aus dem Diluvium Norddeutschlands und ihre Bedeutung für das Verständnis der Geweihgestaltung

Von Heinrich Kirchner, Würzburg

Tafel 1 u. 2 und 6 Abbildungen

Inhalt

	Seite
Vorbemerkung	101
I. Fundorte	101
1. Phoeben	101
2. Datteln	102
3. Wassel	102
4. Klinge	102
II. Beschreibung der Geweihe	103
1. Phoeben I	103
2. Phoeben II	105
3. Datteln	107
4. Wassel	110
5. Klinge	112
III. Geweihbildung	113
IV. Vergleiche	119
1. Allgemeine Form	119
2. Rosenstock-Umfang und -Höhe	123
3. Abstand der Rosen voneinander	124
4. Umfang des Rosenstockes und der Rose	124
5. Stammumfang	125
6. Beziehungen zwischen Stammumfang, Stammlänge, Breite der Schaufelbasis	126
V. Zusammenfassung	128
Schriften	130

Vorbemerkung

Im Zusammenhang mit einem Vortrag, den ich auf der Tagung der Paläontologischen Gesellschaft 1936 in Berlin hielt, erging an mich die Anregung, die diluvialen Riesenhirsch-Geweihe der Sammlung der Preuß. Geol. Landes-Anstalt zu bearbeiten. Dieser Anregung kam ich gerne nach und danke insbesondere dem stellvertretenden Präsidenten Herrn Prof. Dr. Wunstorf für die Erlaubnis der Bearbeitung sowie außerdem noch allen Herren der Landesanstalt, deren Mithilfe ich in Anspruch nehmen mußte, für das bereitwillige Entgegenkommen bei der Durchführung meiner Untersuchungen.

Die vorhandenen Geweihe bzw. Geweihreste verdienen nicht nur wegen ihrer z. T. guten Erhaltung, sondern auch wegen der verschiedenartigen Gestaltung besondere Beachtung. Diese beiden Umstände waren für meine Untersuchungen von großer Wichtigkeit, da sie wertvolle Aufschlüsse über die Geweihgestaltung boten. Meine früher gewonnenen diesbezüglichen Anschauungen (1936, S. 239 ff.) fand ich nicht nur bestätigt, sondern durch verschiedene Tatsachen noch ergänzt.

I. Fundorte

1. Phoeben bei Werder (Mark Brandenburg)

Von den beiden Resten ist der eine, ein Schädel mit rechter Schaufelstange und Rest des linken Stammes (Phoeben I), an der Südwand der Tongrube des Ziegeleibesitzers Erich Dietrich in Ketzin vermutlich 1908 geborgen worden. F. Soenderop (1909, S. *58*) legte diesen Fund in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 3. 2. 1909 vor und gab näheren Aufschluß über die genaue Lage im Profil. Es fand sich in „groben Sanden, die reichlich Faulschlamm und Vivianit führen und von festen Conchylienbänken (hauptsächlich Unionen und Paludinen) durchsetzt sind." H. Menzel (1909, S. *60*) fügt ergänzend hinzu, daß dem Schädel beim Reinigen wohlerhaltene Gehäuse von Paludinen entfielen. Die Fundschicht ist durch die Angaben eindeutig festgelegt. Sie wurde nach den Angaben von Soenderop & Menzel (1909 und 1910) sowie J. Stoller (1926, S. 330—331) überlagert von Grundmoränenbildungen der letzten Eiszeit und unterlagert vom Glindower Ton. Sie gehört also der letzten Zwischeneiszeit an. Die Schicht ist nur „rinnen- oder muldenförmig" in gut geschichtete, fein- bis mittelkörnige Sande eingelagert, zeigte eine Höchstmächtigkeit von etwa 6 m und keilte nach Norden und Süden aus. Sie ist als eine „Ablagerung in langsam fließendem bis stehendem Wasser von wenigen Meter Tiefe" aufzufassen (Stoller, 1926, S. 331). Aus den in der Fundschicht enthaltenen Pflanzen schließt Stoller auf ein gemäßigtes „atlantisches Klima mit milden Wintern".

Man darf annehmen, daß auch die Abwurfstange (Phoeben II) aus der gleichen Schicht stammt, sie wurde vermutlich später geborgen.

Soenderop gibt in seinem 1. Bericht (1909, S. *58*) noch an, daß mit dem Riesenhirsch-Schädel „zwei fast vollständige Skelette wahrscheinlich derselben

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Art in situ" gefunden worden seien. Es dürfte sich lohnen, die Zusammenfügung dieser Skeletteile, die z. Z. in Kartons verpackt sind, zu versuchen. Es würde dann möglicherweise ein vollständiges diluviales Riesenhirsch-Skelett zur Aufstellung gelangen können, das nicht nur einzigartig wäre, sondern auch bessere Möglichkeit zu Vergleichen bieten würde.

2. Datteln (Westfalen)

Der Riesenhirsch-Schädel mit dem sehr gut erhaltenen Geweih wurde im März 1925 bei Datteln (nördlich von Dortmund) gelegentlich des Baues des Dortmund—Ems-Kanals geborgen. Es fanden sich dort noch Extremitätenknochen von Riesenhirschen, Reste von drei Mammuts, vom wollh. Nashorn, Wildpferd, sowie eine Speerspitze aus Elfenbein. Die Stücke lagen nur wenig (etwa 1 m) über der Basis der „Lippesande und -kiese" und 12 bis 13 m unter der Oberfläche (Gagel, 1925). Die gleiche Faunengemeinschaft hatte Menzel (1912) auch schon vom Bau des westlich sich anschließenden Rhein—Herne-Kanals aus dem gleichen Horizont („Knochenkiesen") erwähnt. Menzel wies diese Schichten auf Grund der Fauna noch dem letzten Interglazial zu, gibt aber hinsichtlich der über den „Knochenkiesen" folgenden „Schneckensande" an, daß sich in ihnen die Ankunft der letzten Vereisung kundgebe. Gagel (1925, S. 78) identifiziert die Kiese und Sande mit der Niederterrasse und setzt die Funde, die nur wenig über der Basis (Kreide) lagen, an den Beginn der letzten Vereisung. Ein Profil der Diluvialablagerungen im westfälischen Industriebezirk gibt Bärtling (1912, Mber. S. 167), auf das ich verweise. Nach Gagel spricht die Flora und Fauna der Fundschicht für ein Steppen- oder Tundrenklima.

3. Wassel bei Hannover

Über die Fundumstände des Schädels mit linker Stange von Wassel kann lediglich angegeben werden, daß dieser Rest im Jahre 1924 beim Bau des Mittellandkanals mittels Bagger gehoben wurde. In Anbetracht des Fehlens jeglicher Anhaltspunkte über die Fundschicht muß auf eine genaue geologische Eingliederung vorläufig verzichtet werden.

4. Klinge bei Cottbus

Über die Abwurfstange eines noch jugendlichen Riesenhirsches, die 1890 in der Schmidt'schen Tongrube bei Klinge (zwischen Cottbus und Forst) geborgen wurde, hat A. Nehring ausführlich berichtet (1895, S. 190 ff.). Sie fand sich in dem „unteren Ton", den Nehring in das 1. Interglazial stellte. Sein Profil stimmt im wesentlichen mit dem Profil Keilhack's (1892, S. 370) überein, der allerdings „bei dem Mangel an Grundmoränen" die Frage der genaueren Einstufung offen läßt. Dagegen widerspricht Ernst Krause in seinem Referat (1895) der Anschauung Nehring's, wonach dessen 6. Schicht (0,5—0,75 m kohlig-torfige Schicht [unteres Torflager] mit Resten von Pflanzen sowie von Ren, Pferd, Nashorn, Mammuth, Biber, Schildkröte und Schleie) dem 1. Interglazial angehöre und daß das Vorkommen von Ren im oberen Teil der 6. Schicht und der Zwergbirke in der 4. Schicht auf die vorletzte Eiszeit hinweise. E. Krause sieht in den Schichten 9—6 des Nehring-

schen Profils Ablagerungen des letzten Interglaziales und in der Zwergbirke der 4. Schicht ein Anzeichen für die letzte Vereisungsperiode. Schroeder & Stoller (1905, S. 422) versuchten gelegentlich der Bergung eines Mammut-Skelettes und zahlreicher Knochen eines Boviden in der Grosche'schen Tongrube deren Profil mit dem der Schmidt'schen Tongrube (nach den Angaben Nehring's) zu vergleichen; sie stellten fest, daß das Torflager der Grosche-schen Tongrube zwar mit den Torflagern der Schichten 7 und 6 bei Nehring gleichaltrig sei, aber „eine für Klinge einheitliche Gliederung sämtlicher Aufschlüsse ausgeschlossen erscheine", da im einzelnen sich die Profile nicht decken lassen. Eine Altersfestsetzung halten Schroeder & Stoller „vorderhand für zwecklos". Die heutige Auffassung (vgl. W. O. Dietrich, 1932, S. 198, Tabelle) bestätigt die Angabe Ernst Krause's (1895), wonach die Fundschicht der Schaufel von Klinge dem letzten Interglazial zuzurechnen ist.

II. Beschreibung der Geweihe

1. Phoeben I

(Taf. 1, Fig. 1)

Es sind erhalten: der fast vollständige Schädel mit dem größten Teil der rechten Schaufelstange sowie von der linken Schaufelstange nur noch etwa 50 cm des Stammes.[1])

Von den beiden Rosenstöcken ist der linke 1 cm höher, hat aber einen um 1 cm geringeren Umfang. Die Rosen sind kräftig gekörnelt, ihr Umfang und Durchmesser sind fast gleich. Der kleinste Abstand der Rosen beträgt 9,7 cm. Die Augsprossen entspringen dicht über den Rosen; ihre Basis ist aber entgegen der Erwartung in Anbetracht der Stärke des Hirsches nicht mit dem Kranz der Rose verwachsen, sondern es ist ringsum ein kleiner Zwischenraum vorhanden. Die allgemeine Regel, daß der Ansatz der Augsprosse mit zunehmendem Alter in den Bereich der Rose hinabgleitet, kann demnach individuellen Abweichungen unterworfen sein. Die Augsprossen haben bis zur Mitte schwach ovalen Querschnitt, dann verbreitern sie sich zu ziemlich stark aufwärts gekrümmten Schaufeln. Die rechte Augsprosse ist vollständig erhalten, sie hat eine größte Breite von 23,2 cm und besitzt vier Enden. Die linke Augsprosse muß annähernd gleich gestaltet gewesen sein, da die vorhandenen Reste fast das Spiegelbild der rechten Augsprosse sind; auch die Verzweigung der Gefäßrillen läßt auf große Ähnlichkeit, fast Gleichheit, beider Augsprossen schließen. Die Gefäßrillen sind bei beiden naturgemäß auf der Unterseite wesentlich kräftiger und stärker verzweigt als auf der Oberseite, wodurch die schüsselförmige Aufwölbung bedingt ist.

Der minimale Stammumfang ist beiderseits fast gleichgroß (27,8 bzw. 27,5 cm), er ist wesentlich größer als bei anderen diluvialen

1) Die bisherige Ergänzung des linken Stammstumpfes auf der Vorderseite ist unrichtig. Denn ein Vergleich mit dem rechten Stamm zeigt, besonders im Hinblick auf den Verlauf der Gefäßrillen und auf die fast gleichen Maße im proximalen Teil, daß der linke Stamm ebenso abgebogen und gestaltet war wie der rechte.

Riesenhirschen Deutschlands; auch bei irischen scheinen derartige Stärken nicht gerade üblich zu sein.

Die Mittelsprosse ist von ansehnlicher Länge, sie mißt (in der Krümmung) 69 cm. Sie biegt halbkreisförmig in gleichmäßig geschwungenem Bogen nach oben und zugleich auch gegen die Mediane um; die Spitze wendet sich nochmals aufwärts. Der Querschnitt ist in der unteren Hälfte deutlich oval; 20 cm über der Basis betragen die Durchmesser 6,6 : 4 cm. In der oberen Hälfte rundet sich die Mittelsprosse mehr und mehr. Die Oberfläche ist auf der Vorderseite zum größten Teil defekt; die auf dieser Seite noch vorhandenen Gefäßrillen sind aber stärker und auch dichter verteilt als die der konkaven Innenseite.

Der Vorderrand der Schaufel verläuft in fast gerader Linie nach hinten oben; bei gesenktem Kopf steht der Vorderrand annähernd senkrecht.

Die 1. Hauptsprosse bildet die direkte Fortsetzung des Schaufelvorderrandes. Sie ist nach innen oben etwas eingebogen. Ihre Basisbreite beträgt rund 15 cm, ihre freie Länge 40 cm. Aus der Abbildung ist ersichtlich, daß an ihrem Aufbau kräftig entwickelte Gefäße beteiligt waren; diese Rillen sind schon in der oberen Hälfte des Schaufelteiles stark ausgeprägt. Über die Wirkung dieser Gefäßverteilung vgl. S. 116.

Auch der Verlauf der 2. Hauptsprosse wird durch kräftige Rillen und wulstige Erhöhung schon auf dem oberen Drittel der Schaufel angedeutet; sie ragt 26 cm frei über den Schaufelteil hinaus. Aus der innen wie außen fast gleichmäßigen Verteilung der Gefäßrillen resultiert der nur schwach wellige Verlauf dieser Sprosse.

Die 3. Hauptsprosse ist nur in ihrem basalen Teil, der noch in die eigentliche Schaufel fällt, zu erkennen; sie tritt nämlich durch stärkere reliefartige Erhöhung und durch die nach der Spitze hin konvergierenden Gefäßrillen deutlich hervor. Sie kann nur wenige Zentimeter über den Rand hinausgeragt haben.

Wieviel Enden am distalen Schaufelrand ehemals noch vorhanden waren, läßt sich nicht mit Bestimmtheit sagen. Auf Grund einiger besonders kräftiger Rillenzüge schließe ich auf insgesamt fünf Schaufelsprossen (Hauptsprossen), zu denen vielleicht noch einige Zacken (Terminalzacken) kamen. Vermutlich lag die fünfte Hauptsprosse in der direkten Fortsetzung des Stammes, so daß also (nach bisheriger Lagebezeichnung) sämtliche Hauptsprossen von der „Vorderseite" ausgegangen wären. Daß diese Lagebezeichnung nicht richtig ist, habe ich früher (1936, S. 243) erläutert.

Der Hinterrand der Schaufel sowie die Hintersprosse sind abgebrochen. Die Schaufel hat jetzt noch eine Breite von 25 bis 35 cm, die ursprüngliche größte Breite schätze ich auf mindestens 45 cm; die Schaufelbreite über der Mittelsprosse beträgt 22,5 cm.

Die ganze Stange mißt von der Rose bis zur Spitze der zweiten Hauptsprosse der Krümmung nach 160 cm, die ursprüngliche größte Länge darf demnach mit etwa 170 cm angenommen werden. Unter der Voraussetzung, daß die linke Stange gestaltlich nicht wesentlich von der rechten abwich, dürfte die Geweihauslage 250 bis 260 cm betragen haben.

2. Phoeben II

(Taf. 1, Fig. 2)

Die linke Abwurfstange von Phoeben ist im allgemeinen gut erhalten; es fehlen die Augsprosse, erste und vierte Hauptsprosse zum Teil sowie die Spitze der dritten Hauptsprosse; der ganze Hinterrand von der vierten Hauptsprosse abwärts ist unversehrt. Wenn demnach auch einige Sprossen defekt sind, so bietet diese Abwurfstange dennoch ein gutes Gesamtbild ihrer Gestaltung und diese ist in wesentlichen Teilen der der rechten Schaufel von Phoeben I sehr ähnlich, so daß beide sich ergänzen. Die Übereinstimmung

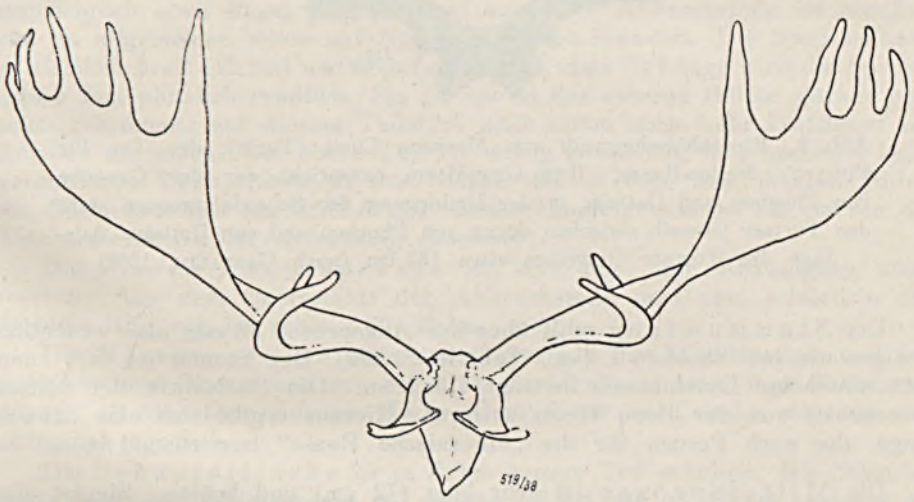


Abb. 1.

Geweih von Phoeben (Gipsabguß), zusammengesetzt aus der rechten, schädelechten Schaufel von Phoeben I und der linken Abwurfschaufel von Phoeben II. (Preuß. Geol. Landesanstalt Berlin.) $^1/_{22}$ nat. Größe

in den Grundzügen ist derart, daß ich Phoeben II für einen früheren Abwurf des Hirsches Phoeben I halte. Es ist zwar eine bekannte Tatsache, daß die Geweihe des gleichen Tieres oft verschieden sind; es ist aber andererseits wenig wahrscheinlich, daß zwei Individuen eine derartige Ähnlichkeit im Geweihbau zeigen. Die gegenseitige Ergänzung der beiden Phoebener Stangen sowie ihre Zusammenfügung (im Gipsabguß) zu einem Geweih im Stiegenhaus der Preuß. Geol. Landesanstalt hat einige Berechtigung, wenn auch die beiden Stangen aus verschiedenen Lebensaltern des gleichen Riesenhirsches stammen (Abb. 1). Ausdehnung und spezielle Maße zeigen, daß Phoeben II jugendlicher als Phoeben I war; es besteht also auch in dieser Hinsicht kein Hinderungsgrund, die beiden Stangen einem Individuum zuzusprechen.

Die Rose ist am Außenquadranten, wo die Augsprosse herausgebrochen ist, defekt. Ihr Umfang kann daher nur annähernd bestimmt werden, er dürfte etwa 34 cm betragen haben.

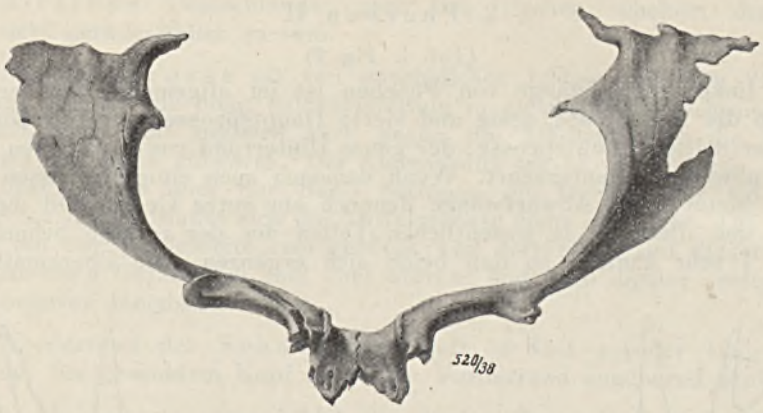


Abb. 2. Riesenhirschgeweih von Mezzana Corti (Turin), der Typ für POHLIG's Italiae-Rasse. Ihre Grundform entspricht der der Geweihe von Phoeben und Datteln, in der Umbiegung der Schaufelsprossen steht das Turiner Geweih zwischen denen von Phoeben und von Datteln. Auslage des Turiner Geweihes etwa 165 cm (nach GASTALDI, 1868)

Der Stammumfang mißt über der Augsprosse 22 cm; also wesentlich weniger als bei Phoeben I (vgl. Tabelle S. 129). Der Stamm ist fast rund, sein minimaler Durchmesser beträgt 7,8:7 cm. Die Basismitte der Mittelsprosse ist von der Rose 42 cm entfernt. Hieraus ergibt sich eine Stammlänge, die nach POHLIG für die „hibernische Rasse" bezeichnend wäre.

Die Mittelsprosse ist sehr lang (72 cm) und kräftig. Sie ist ausgesprochen flach, erst gegen die Spitze zu wird sie rundlich. Auf halber Höhe zweigt am Vorderrand (medianwärts) ein kurzer Beizinken ab. Die Spitze der Mittelsprosse wendet sich gegen den Kopf zu. Zwischen der Mittelsprosse und dem Vorderrand der ersten Hauptsprosse (zugleich Vorderrand der eigentlichen Schaufel wie bei Phoeben I) ist eine tiefe U-förmige Bucht.

Wenn auch die erste Hauptsprosse 3,5 cm über der hinter ihr folgenden Bucht abgebrochen ist, so kann man doch aus der Stärke des Restes mit großer Wahrscheinlichkeit schließen, daß sie kräftig sowie mindestens ebenso lang (vermutlich sogar länger) wie die erste Hauptsprosse von Phoeben I (40 cm) gewesen ist. Die zahlreichen parallel verlaufenden kräftigen Gefäßrillen auf der Außenseite des Stumpfes lassen im Zusammenhang mit den wenigen Rillen auf der Innenseite eine starke Krümmung der ersten Hauptsprosse vermuten. Die hinter der ersten Hauptsprosse folgende Bucht ist von der Rose 84 cm entfernt.

Die zweite Hauptsprosse beginnt eigentlich schon dort, wo die kräftige Arterie der Innenseite von der der ersten Hauptsprosse abzweigt. Von dort an bildet sich nämlich ein starker Wulst heraus, der über die übrige Schaufelfläche hervorragt. Dieser Wulst erstreckt sich auch in die freie Sprosse und tritt besonders deutlich auf der Innenseite als Sprossenachse reliefartig hervor, und zwar deswegen, weil ihn dort beiderseits je eine Rand-

furche, gebildet von einer Einwärtsbiegung eines vorderen und hinteren Sprossensaumes, begleitet. Die Innenseite dieser Sprosse ist demnach im allgemeinen konkav, die Außenseite dagegen konvex. Diese Gestaltung ist durch den Verlauf der Gefäße bedingt (vgl. S. 117). 20 cm unterhalb der Spitze hört die randliche Verbreiterung fast plötzlich auf, der Querschnitt wird oval und dann rundlich. Man könnte fast sagen, daß erst hier der eigentliche freie Teil der Sprosse beginnt und daß der untere Sprossensaum eine an der Sprosse hinauflaufende Schaufelbildung sei. Die zweite Hauptsprosse hat die ansehnliche Länge von 48 cm. Die Einbuchtung zwischen zweiter und dritter Hauptsprosse ist 120 cm von der Rose entfernt.

Von der dritten Hauptsprosse sind noch 31 cm erhalten, sie dürfte ursprünglich etwa 40 cm lang gewesen sein. Die Abbruchstelle ist rundlich, was im allgemeinen schon auf Nähe der Spitze hinweist. Die Sprossenbasis ist ziemlich breit (13 cm) und abgeflacht; nach etwa $^2/_3$ Länge wird die Sprosse jedoch fast plötzlich rundlich. Sie ist nur in der unteren Hälfte stärker nach innen gekrümmt; auf diesem Teilstück sind außen auch mehr kräftigere Gefäßrillen als innen. Der obere Teil ist wellig gewunden; hier bestehen keine wesentlichen Unterschiede in der Stärke der äußeren und inneren Rillen. Die Bucht zwischen der dritten und vierten Hauptsprosse ist 140 cm von der Rose entfernt (in der Krümmung gemessen).

Die vierte Hauptsprosse ist kurz über der Abzweigung abgebrochen. Aus dem Querschnitt der Abbruchstelle darf man schließen, daß sie nicht lang war, ich schätze 20—25 cm.

Die Hintersprosse steht etwas oberhalb der Mittelsprosse und fast senkrecht zum Stamm und zur Schaufel, sie ist 39 cm lang, ihre Basisbreite beträgt 12 cm. Der anfangs flache Querschnitt wird bald eiförmig und schließlich rundlich.

Die Schaufelfläche ist in ihrem ganzen Teil erhalten. Die Schaufelbreite über der Mittelsprosse (d) beträgt 18 cm, sie ist 4,5 cm geringer als bei Phoeben I, was mit der allgemein jugendlicheren Gestaltung im Einklang steht. Die senkrechte Entfernung von der Bucht hinter der 1. Hauptsprosse bis zum Hinterrand ist 40 cm. Der Schaufelteil ist nur von geringer Dicke, nämlich durchschnittlich nur $1^1/_2$—$2^1/_2$ cm, der Hinterrand ist durchschnittlich sogar nur 1 cm stark. Über die Gefäßrillen vgl. S. 117.

3. Datteln

(Taf. 2, Fig. 1 a, 1 b)

Das schädelechte Geweih von Datteln ist das besterhaltene und vollständigste Riesenhirsch-Geweih aus dem deutschen Diluvium, aber nicht das größte, es wird in den wesentlichsten Maßen von Phoeben I übertroffen (vgl. Tabelle S. 128). Aus der Gesamtgestaltung ist aber zu erkennen, daß dieser Riesenhirsch ein erwachsener, kräftiger Vollschaufler war.

Beim Anblick von vorne fällt in erster Linie das starke Umbiegen der beiden Schaufeln auf. Hierdurch erinnert dies Geweih an den Riesenhirsch von Bonn, dem Typus der „germanischen Rasse" Pohlig's. Daß die Einwärtskrümmung der Schaufeln kein spezifisches Rassenmerkmal ist, habe ich bereits erörtert (1936, S. 244). Gerade das Geweih von Datteln bietet die beste Gelegenheit, die Gründe für das Einwärtskrümmen zu erkennen, weil bei ihm

die Gefäßrillen als Zeugen des Verlaufes der die Geweihbaustoffe heranschaffenden Arterien noch sehr gut erhalten sind. Näheres hierüber vgl. S. 118.

Weiterhin fällt auf, daß die rechte (massigere) Schaufel steiler steht als die linke, die beiden Stämme stehen nicht in einigermaßen gleichem Winkel zur Sagittalebene am Schädel. Hieraus ist ersichtlich, daß auch dem Winkel, den die beiden Schaufelstämme eines Riesenhirsches unter sich bilden, kein allzu großes Gewicht beigelegt werden darf. Selbstverständlich gilt die durch zahlreiche Beobachtungen belegte Regel, daß bei jugendlichen Individuen das Geweih steiler zu stehen pflegt als bei alten; auch die Erklärung dieser Tatsache (KIRCHNER 1936, S. 242) bleibt bestehen. Aber das gilt nur im allgemeinen. Das Geweih von Datteln beweist, daß individuelle Abweichungen erheblichen Maßes sogar beim gleichen Tier möglich und zu beachten sind. Würde im vorliegenden Fall nur jeweils eine Schaufelstange am Schädel erhalten sein und würde man hieraus den Winkel, den die beiden Geweihstämme bildeten, errechnen, so käme man zu Werten, die zwischen 110 und 140° schwanken würden. Das ist ein immerhin beträchtlicher Unterschied. Beim Geweih von Datteln kann man hinsichtlich des verschiedenen Grades der Abwärtsbiegung des Stammes keineswegs auf die Erklärung von BACHOFEN-ECHT (1933, S. 120) Bezug nehmen, wonach eine größere und schwerere Schaufel schon durch ihr Gewicht eine stärkere Abbiegung bedingt. Denn hier steht die kräftigere rechte Schaufelstange steiler als die schwächere linke. Die Gründe liegen in der verschiedenen Ausbildung der Rosenstöcke.

Die Rosenstöcke sind niedrig; innen (median) sind beide nur 2 cm hoch, an der Außenseite beträgt ihre Höhe rechts 4 cm, links 2 cm. Im allgemeinen differieren ja meist die Höhen der beiden Rosenstöcke eines Individuums. Es scheint sogar eine Regel zu sein, daß beide nur dann gleich hoch sind, wenn auch ihr Umfang gleich oder annähernd gleich ist und daß beim gleichen Individuum einem geringeren Umfang des Rosenstockes auch eine größere Höhe entspricht. Wegen diesbezüglicher Vergleiche mit anderen Geweihen verweise ich auf S. 123. Wenn nun im vorliegenden Fall bei gleicher innerer Höhe des Rosenstockes die äußere Höhe links nur halb so groß ist wie rechts, so liegt eine Ungewöhnlichkeit vor, für deren Zustandekommen verschiedene Möglichkeiten in Betracht zu ziehen sind. Beim alljährlichen Geweihabwurf fällt auch von der Oberfläche des Rosenstockes ein keilförmiges Stück ab. Hierdurch verkürzt sich die äußere Seite des Rosenstockes stärker als die innere. Wenn nun beim linken Rosenstock des Geweihes von Datteln dickere Keile abgestoßen wurden, dann hat sich auch dessen Außenseite stärker verkürzt. Es wäre aber auch möglich, daß eine Verletzung des Rosenstockes die auffallende einseitige Verkürzung verursachte. Eine Stütze für diese mir am wahrscheinlichsten dünkende Annahme sehe ich in der anormalen fingerförmigen Bildung am Außenrand der linken Augsprosse, auf die ich bei den Augsprossen zu sprechen komme.

Die Rosen sind mit einem Umfang von 310 mm (rechts) und 315 mm (links) nicht besonders kräftig entwickelt; sie sind nur wenig umfangreicher als die Rosenstöcke, besonders links ist der Unterschied auffallend gering, er beträgt nur 15 mm; meist ist die Differenz bedeutend höher (vgl. S. 123). Beachtenswert ist weiterhin, daß die Rosen ziemlich nahe beieinander stehen, ihr Abstand beträgt nur 80 mm. Sie kommen sich näher als bei

Phoeben I (97 mm) oder bei den Geweihen von Knielingen und von der Reißinsel (je 95 mm). Auch dieser geringe Abstand hängt mit der jährlichen Verkürzung des Rosenstockes zusammen. Denn wenn in der Jugend die nach außen divergierenden Rosenstöcke höher sind, dann stehen auch die Rosen weiter auseinander, werden die Rosenstöcke aber mit fortschreitendem Alter kürzer, dann rücken auch die Rosen näher aneinander. Bachofen-Echt (1933, S. 122) weist darauf hin, daß bei jugendlichen Riesenhirschen die Rosen bis zu 120 mm voneinander entfernt sein können, beim Bonner Vollschaufler dagegen seien sie auf 60 mm genähert. Aber auch diese Regel hat Ausnahmen, die sicher individuell bedingt sind.

Die Augsprossen sitzen direkt über der Rose, ein Merkmal für erwachsene Tiere. Die rechte Augsprosse ist bedeutend breiter (24 cm) als die linke (16 cm), andererseits ist sie kürzer (bis zur Mitte des Vorderrandes 10 cm, bis zu den seitlichen Enden 18 cm); die Länge der linken Augsprosse beträgt dagegen 23 cm. Beide Augsprossen sind schaufelförmig und zweilappig, bei der linken sind die beiden Lappen aber nochmals schwach eingebuchtet. An der Außenseite der linken Augsprosse fällt eine eigenartige Bildung auf; hier zweigt noch im Bereich des Vorderquadranten, in enger Anlehnung an die Basis der Augsprosse, teils in, teils unterhalb der Rose eine kurze fingerförmige Sprosse ab. Die Basis dieser Abnormität ist annähernd eiförmig, ihr größter Durchmesser verläuft schief abwärts. Diese Mißbildung kann nur auf eine Verletzung der Rose zurückzuführen sein; an dieser Stelle muß der Kranz der Rose unterbrochen gewesen sein, so daß die Bildung dieser Nebensprosse schon an dem unter der Rose befindlichen Gefäßkranz begann. Obwohl diese Mißbildung nicht in Verbindung mit der Augsprosse steht, ist sie bildungsmäßig doch als ein Teil der Augsprosse zu betrachten, da sie ebenfalls von Gefäßen des Vorderquadranten (allerdings nicht der Rose, sondern des darunter liegenden Gefäßkranzes) aufgebaut wurde. Ich bin ferner der Anschauung, daß die geringere Breite der linken Augsprosse in ursächlichem Zusammenhang mit dieser Abnormität steht, da sie die Breitenausdehnung gehindert haben dürfte. Flächenmäßig jedoch kommen sich beide Augsprossen nahe, da die geringe Breite der linken Augsprosse durch eine größere Länge ausgeglichen wird. Die fingerförmige Nebensprosse hat nicht viel Baumaterial beansprucht, die Hauptmenge gelangte zur eigentlichen Augsprosse.

Die Längen der beiden Schaufelstämme bzw. die Entfernung der Rose bis zum Basismittelpunkt der Mittelsprosse betragen rechts 37 cm und links 40 cm, der minimale Stammumfang mißt beiderseits 20,2 cm. Diese Maße sind normal.

Die Mittelsprosse der linken Schaufel ist 27 cm lang, sie wendet sich halbkreisartig gegen die Mediane. Wie meist üblich, ist sie anfangs flach und breit, bald wird sie aber rundlich. Die Mittelsprosse der rechten Schaufelstange ist abgebrochen.

Die linke Hintersprosse ist 11 cm, die rechte 32 cm lang. Wie aus der seitlichen Aufnahme (Taf. 2, Fig. 1 b) ersichtlich ist, läßt ihre Richtung (besonders bei der rechten Schaufel) die ursprüngliche Natur als eigentliche Stangenachse (homolog der hinteren Gipfelsprosse der Edelhirsche) noch erkennen (vgl. Kirchner 1936, S. 243 u. 254).

Die meiste Beachtung verdienen die beiden eigentlichen Schaufeln. Die rechte ist besser erhalten als die linke; beide sind ziemlich einheitlich

gebaut. Die Schaufelbreite hinter der Mittelsprosse ist links (23,5 cm) etwas größer als rechts (21,1 cm). Ob die beiden Schaufeln auch im distalen Teil annähernd gleiche Breite hatten oder ob (wie es den Anschein hat) die rechte breiter war, das läßt sich wegen der starken Zerstörung am Hinterrand der linken Schaufel nicht angeben. Der Abstand der Bucht hinter der ersten Hauptsprosse vom Hinterrand konnte beiderseitig noch gemessen werden, er beträgt rechts 43,5 cm und links 41,5 cm. Dieser größere Abstand rechts kann aber auch daher kommen, daß die flächenhafte Ausfüllung zwischen erster und zweiter Hauptsprosse rechts höher hinaufläuft als links. Aus diesem Grunde ist umgekehrt wiederum die erste Hauptsprosse links in ihrem freien Teil wesentlich länger (49 cm) als rechts (41 cm). Die Schaufelfläche ist nach oben hinten brettartig verbreitert; ihr Vorderrand steht annähernd senkrecht zur allgemeinen Stangenrichtung, er ist zum größten Teil wulstartig verdickt, weil hier die für die Bildung der ersten Hauptsprosse in Betracht kommenden Gefäße emporstiegen. Die Umbiegung der linken Schaufel vollzieht sich allmählich, die der rechten dagegen mit einem deutlichen Knick.

Die beiden vollständig erhaltenen ersten Hauptsprossen wenden sich sehr stark nach innen und gegen unten, ihre beiden Enden nähern sich auf rund 60 cm. Die zweite Hauptsprosse ist nur rechts und zwar als verhältnismäßig kurzer Stummel von 13 cm erhalten; links ist sie nahe ihrer Basis abgebrochen, der Rest zeigt jedoch, daß sie ebenfalls nur kurz gewesen sein kann. Von weiteren Terminalsprossen läßt sich noch rechts die (abgebrochene) dritte Hauptsprosse nachweisen. Ich vermute, daß diese noch weniger als die zweite Hauptsprosse über den Schaufelteil hinausragte, und daß darnach noch drei ebenfalls kurze Enden oder Zacken folgten. Der Mangel mehrerer längerer freier Schaufelsprossen war durch die ausgiebige Substanzablagerung zwischen den Sprossen bedingt und diese war eine Folge der durch den Verlauf der Gefäßrillen nachweisbaren weitgehenden Verästelung der Arterien. Die Gefäßrillen sind sowohl auf der Außen- wie Innenseite sehr gut erhalten und bieten hierdurch eine vorzügliche Grundlage für das Verständnis der Bildung und Gestaltung der Schaufel (vgl. S. 118).

4. Wassel

(Taf. 2, Fig. 2 u. Abb. 4 a)

Der Geweihrest von Wassel (bei Hannover) ist zwar sehr beschädigt, läßt sich aber ohne viel Schwierigkeit hinsichtlich seines allgemeinen Umrisses ergänzen und erinnert dann in allen wesentlichen Punkten an das Geweih von Worms a. Rh. (Abb. 4).

Der linke Rosenstock des nur teilweise erhaltenen Schädels hat nur einen Umfang von 24,5 cm sowie eine diesem Maße im allgemeinen entsprechende Höhe (innen 3,5 und außen 3 cm). Der Umfang der Rose ist trotz des schwachen Rosenstockes der gleiche wie bei Datteln, nämlich 31 cm. Die Entfernung der Rose von der Medianebene des Schädels beträgt 5,5 cm, so daß sich ein geringster Abstand der Rosen von rund 11 cm ergeben würde; dies wäre eine normale Weite des Geweihansatzes.

Die Augsprosse ist schief abgebrochen, vorne sind nur noch 5 cm erhalten. Es läßt sich aber noch feststellen, daß sie dicht über der Rose

abzweigte; sie scheint an der Basis rundlich mit einem ungefähren Durchmesser von 4,5 cm gewesen zu sein.

Der Schaufelstamm (bzw. die Strecke von der Rose bis zum Basismittelpunkt der Mittelsprosse) ist ziemlich kurz, er hat nur eine Länge von 34 cm. Weitere Maße bezüglich des Stammes lassen sich nicht mit Sicherheit angeben, da er an den in Betracht kommenden Stellen in der Rundung ergänzt wurde; jedoch kann der Stammumfang direkt über der Augsprosse noch mit etwa 22 cm angenommen werden.

Von der Mittelsprosse sind nur 5 cm erhalten; ihre Basis mißt nur 12 cm im längsten Durchmesser. Da die vordere und hintere Kante stark nach oben konvergieren, darf man annehmen, daß die Mittelsprosse schon bald oval und dann rund wurde. Über ihre ursprüngliche Länge kann nichts ausgesagt werden. Zwischen der Mittelsprosse und dem folgenden Schaufelvorderrand liegt eine breite, gleichmäßig geschwungene Bucht.

Die Vorderkante der eigentlichen Schaufel steigt fast senkrecht zur Schädelachse in die Höhe. Die erste Hauptsprosse ist leider abgebrochen; aus dem Verlauf der Gefäßrillen sowie aus der Biegung der vor der zweiten Hauptsprosse liegenden breiten Bucht darf man schließen, daß die erste Hauptsprosse nicht besonders lang gewesen sein kann. Sie dürfte ähnlich wie beim Wormser Riesenhirsch gestaltet und etwas gegen die Mediane einwärts gebogen gewesen sein. Die zweite Hauptsprosse, die von der ersten durch eine weite Bucht getrennt ist, hat eine freie Länge von 20 cm; sie ist die einzige vollständig erhaltene Sprosse. Ihre Spitze ist 132 cm (in der Krümmung gemessen) von der Rose entfernt; an der Basis ist sie flach und 14 cm breit, an der Spitze ist sie spindelrund. Von der dritten Hauptsprosse ist wieder nur wenig erhalten. Dahinter folgen noch am Oberrand einige nur knapp über den Rand vorstehende Zacken. Der Hinterrand ist nur im oberen Teil erhalten, aber immerhin noch soweit, daß die Ergänzung des Hinterrandes ermöglicht wird. Die Hintersprosse zweigte oberhalb der Mittelsprosse ab; sie dürfte im stumpfen Winkel zur allgemeinen Stangenrichtung gestanden haben. Da sie bereits an der Basis abgebrochen ist, kann über ihre Länge und Gestalt nichts angegeben werden.

Die Schaufelbreite beträgt über der Mittelsprosse nur 13,5 cm. Diese geringe Breite ist lediglich die Folge davon, daß die Hintersprosse verhältnismäßig hoch über der Mittelsprosse abzweigt, so daß auch die Verbreiterung erst später einsetzen kann. Biegt nämlich die Hintersprosse schon nahe der Mittelsprosse nach hinten ab, dann ist durch dieses frühzeitige Abbiegen auch die Breite dieses Teiles der Stangenachse (= Basis der eigentlichen Schaufel) größer als wenn der Hinterrand der Stangenachse erst weiter oben zur sogenannten Hintersprosse umbiegt. Die „Schaufelbreite hinter der Mittelsprosse", die bei bisherigen Arbeiten über Riesenhirsche als bevorzugtes Vergleichsmaß herangezogen wurde, ist lediglich abhängig von dem Abstand der Hintersprosse von der Mittelsprosse.

Die Gefäßrillen sind noch sehr gut erhalten; sie sind auf beiden Schaufelflächen im allgemeinen gleich kräftig entwickelt; außer den Hauptbahnen sind auch die äußerst zahlreichen Verästelungen und Wiedervereinigungen bzw. Verschmelzungen deutlich ausgeprägt. Über ihre Bedeutung für die Gestaltung der Schaufel vgl. S. 117.

5. Klinge

(Abb. 3)

Die von NEHRING in einigen Abhandlungen (1891 ff.) besprochene rechte Abwurf-Schaufelstange von Klinge bei Cottbus lag im Herbst 1936 in zerbrochenem Zustand unter einer Seitentreppe der Sammlung der Landwirtschaftlichen Hochschule. Mit Ausnahme der vierten Hauptsprosse (g bei

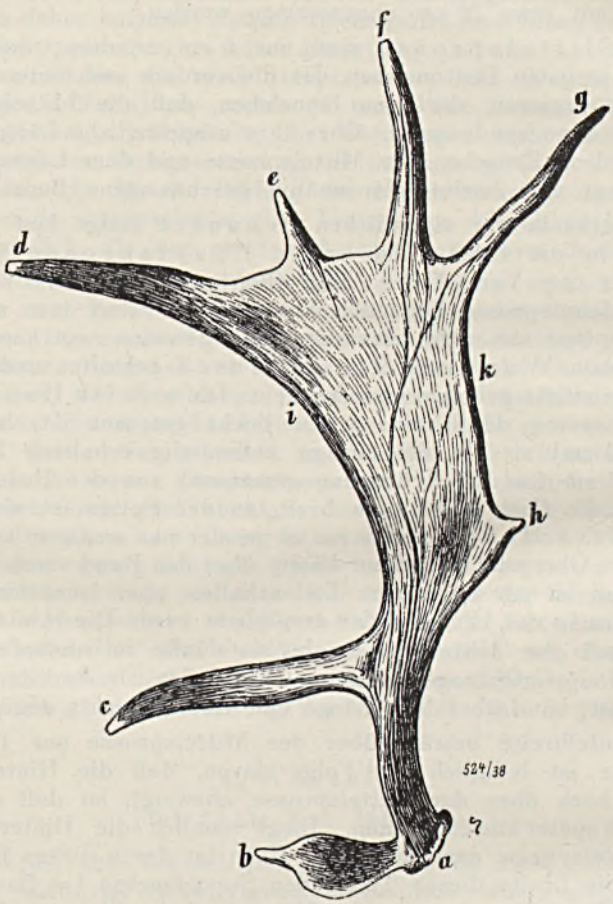


Abb. 3. Jugendliche rechte Riesenhirsch-Abwurfstange von Klinge bei Kottbus (nach NEHRING, 1895). Länge etwa 120 cm

NEHRING 1895, S. 192, Fig. 2) konnten alle Teile vorgefunden werden. Der derzeitige Zustand erlaubte nur teilweise genaue Messungen; ich habe deshalb auch einige Maße NEHRING's übernommen. Ich möchte hierbei nicht unerwähnt lassen, daß NEHRING's Maße von 1891 nicht in allem mit seinen Angaben von 1892 übereinstimmen.

Der Umfang der Rose beträgt 28 cm. Die Augsprosse ist löffelartig verbreitert und endet in einer Spitze; die Länge beträgt rund 20 cm,

die größte Breite 10 cm. Der Abstand der Rose bis zur Mitte der Mittelsproßbasis ist 28 cm. Die Mittelsprosse ist abgeplattet, sie hat elliptischen Querschnitt; wie gewöhnlich wendet sich ihre Spitze gegen die Mediane zu; sie hat eine Länge von 45 cm, ist demnach verhältnismäßig lang und kräftig. Oberhalb der Mittelsprosse maß ich eine Schaufelbreite von 9,5 cm. Die Hintersprosse tritt nur als ein kurzer dreieckiger Stummel über den Hinterrand hervor. Sie liegt in der allgemeinen Krümmungsrichtung des Stammes und läßt hierdurch ihre wahre Natur als eigentliche hintere Gipfelsprosse der Stange deutlich erkennen. An der Vorderseite dieser nach unten gekrümmten Stangenachse breitet sich die Schaufel aus.

Die direkte Entfernung von der Rose bis zur Spitze der ersten Hauptsprosse beträgt (nach Nehring) 101 cm, bis zur Abbruchstelle der dritten Hauptsprosse 112 cm. (Die dritte Hauptsprosse war schon bei der Bergung an der Spitze abgebrochen.) Aus diesen Maßen ergibt sich unter Berücksichtigung der Krümmung eine größte Stangenlänge von 118—120 cm.

Die Hauptsprossen liegen fast in einer Ebene, nur die erste Hauptsprosse wendet sich etwas mehr nach innen. Die erste Hauptsprosse bildet zugleich den Vorderrand der Schaufel. Bezüglich der Gestaltung der übrigen Hauptsprossen verweise ich auf die Abbildung. Die Hauptsprossen divergieren am Hinterrand gleichmäßig auseinander, und hatten annähernd gleiche Länge, nur die zweite Hauptsprosse war kurz.

Die Schaufel ist nur wenig nach innen gewölbt, sie ist nahezu flach; oberhalb der Mittelsprosse maß ich eine Breite von 9,5 cm; unterhalb der ersten und vierten Hauptsprosse hat sie eine Breite von 27 cm. Nehring gibt hierfür zuerst 24 cm, später 36 cm an; diese Unterschiede sind belanglos, sie haben ihren Grund selbstverständlich nur in der verschiedenen Höhenlage der Messungen.

Die Gefäßrillen sind auf beiden Schaufelflächen annähernd gleich stark entwickelt, woraus sich die nur geringe Wölbung erklärt.

III. Geweihbildung

Die das Geweih aufbauenden Stoffe werden an der Außenseite des Schädels in der Arteria temporalis beigeschafft. Diese Arterie teilt sich auf dem Rosenstock (Frontalfortsatz) zuerst in einige Äste, die aber wieder im Gefäßkranz in gegenseitige Verbindung treten. Der Rosenstock ist noch ein Bestandteil des Schädels, die über ihm folgende Rose dagegen ist der unterste Teil des Geweihes. Sie bildet sich mit mehr oder weniger kräftig entwickelten „Perlen“ bereits bald nach dem Abwurf des Geweihes. Zwischen den Perlen und durch Löcher in der Rose steigen nun ringsum in der Haut (Bast) die Gefäße empor und bauen über der Rose die Stange in ihrem endgültigen Durchmesser wie einen Turm auf. Wie Ludw. Rhumbler in verschiedenen Abhandlungen (1913, 1929 a, 1929 b) überzeugend dargelegt hat, ziehen die Gefäße bis dicht unter das jeweilige Stangenende und zwar teils auf der Innenseite des Bastes, teils in ihm selbst. Unterhalb des jeweiligen distalen Endes verzweigen sie sich in eine Unmenge allerfeinster Arteriolen. Zieht man den Bast von dem Kolben, dann ist darunter am oberen Ende keine Spitze, sondern eine kraterartige Vertiefung mit der Geweihaußenwand als Kraterrand. Die Arteriolen bauen nun in erster Linie

diese Außenwand auf, sie wenden sich aber weiterhin über sie weg in den Krater hinab und treten dort vielleicht mit den feinen Gefäßen in Verbindung, die im Mark aufsteigend an der Bildung des spongiösen Geweihinneren (vielleicht nur teilweise) beteiligt sind; RHUMBLER (1929 b, S. 455) nimmt nämlich aus bestimmten Gründen an, daß diese „Interngefäße" für die Blutversorgung des Geweihinnern von geringerer Bedeutung sind als die „Rindenarterien", d. h. die Arterien, die im Bast aufsteigen. Das Geweih ist am oberen Ende, am Wachstumsscheitel, anfangs noch weich; die Verknöcherung und damit Festigung tritt aber bereits „in verhältnismäßig geringem Abstand hinter dem formbildenden Scheitelwachstum" ein (RHUMBLER 1929 b, S. 456 u. 468). Da nun außerdem das Geweih nicht wie bei der Cavicorniern an der Basis, sondern nur am distalen Ende wächst und daher auch nicht nachträglich an Umfang wesentlich zunimmt, können die die geweihbildenden Stoffe zuführenden Gefäße ihre Bahnen nur im obersten, noch weichen und daher plastischen Teil auf der Oberfläche in Form der bekannten Gefäßrillen einprägen. Der Verlauf der Rillen auf einer Geweihstange oder Schaufel zeigt also eindeutig die jeweilige Lage der Gefäße dicht unter dem Wachstumsscheitel an. Infolgedessen bietet uns die Betrachtung des Rillenverlaufes ein getreues Bild des Weges, auf dem die geweihbildenden Substanzen beigebracht und zum Bau der Stange oder Schaufel am Wachstumsscheitel verteilt wurden.

Es besteht kein Zweifel darüber, daß die Riesenhirsche ihre Geweihe ebenso wie die anderen Hirsche alljährlich abgeworfen haben. Da ihre Geweihe bzw. Schaufeln aber in der Regel größer und massiger als die aller jetzt lebenden Cerviden sind, muß das Wachstumstempo auch rascher gewesen sein. Diese Tatsache in Verbindung mit dem großen Gewicht jedes Geweihteiles der Riesenhirsche spricht dafür, daß auch bei diesen die Verknöcherung schon dicht unter dem Wachstumsscheitel eingesetzt haben muß, widrigenfalls es sonst zu stärkeren Verbiegungen etwa im Sinne von Korkziehergeweihen und ähnlichen hätte kommen müssen. Infolgedessen muß auch bei Riesenhirschen der Verlauf der Rillen anzeigen, wie die geweihbildenden Substanzen an die jeweiligen distalen, noch in Bildung begriffenen, weichen Enden beigeschafft und weiter verteilt wurden; wir müssen demnach aus der Stärke und Verteilung der Rillen auch Schlüsse auf die Bildung und Formgestaltung ziehen können. Da bei den im II. Abschnitt beschriebenen Geweihen die Gefäßrillen durchschnittlich sehr gut erhalten sind, fand ich in ihnen ein geeignetes Material zur Klärung der Frage über den Einfluß des Rillenverlaufes auf die Gestaltung der Riesenhirsch-Geweihe.

In einer Tabelle habe ich bereits früher (1936, S. 247) zusammengestellt, welchen allgemeinen Verlauf die aus den vier Quadranten[2]) der

2) LUDW. RHUMBLER (1916, S. 349) teilt die Rose in vier Abschnitte oder Quadranten (Vorder-, Außen-, Hinter-, Median-[= Innen-]Quadrant); hierdurch ist es möglich, eindeutig anzugeben, von welcher Seite der Rose bzw. des Gefäßkranzes die Arterien auf die Stange aufsteigen und welche Teile des Geweihes von diesen gebildet werden. Selbstverständlich ist die erstmalige gegenseitige Abgrenzung der Quadranten mehr oder weniger nach subjektivem Ermessen erfolgt, allerdings in Anlehnung an RHUMBLER's Abgrenzungen beim Edelhirsch; aber die einmal festgelegte Einteilung ist bei allen Riesenhirschgeweihen beibehalten worden.

Rose aufsteigenden Arterien beim Edel-, Dam- und Riesenhirsch einschlagen. Es hatte sich ergeben, daß beim Dam- und Riesenhirsch in dieser Beziehung die gleichen Verhältnisse vorliegen. Auch bei den in Berlin untersuchten Riesenhirschen fand ich keine Abweichung von meinem seinerzeitigen Untersuchungsergebnis. Ging ich in der damaligen Tabelle von den Quadranten aus, so will ich nunmehr für die einzelnen Geweihteile der Riesenhirsche die Herkunft ihrer Rillen bzw. Arterien angeben.

Anteil der Gefäße am Bau der einzelnen Geweihteile

Geweihteil	Ausgangsquadrant der Arterien
Augsprosse: Unterseite	Vorderquadrant
Oberseite	Innenquadrant
Mittelsprosse: Außenseite	Außenquadrant, Vorderquadrant (Vorderkante)
Oberseite	Innenquadrant
Schaufel nebst ihren Sprossen:	
Außenfläche	Außenquadrant
Innenfläche u. Hinterrand	Hinterquadrant
Vorderrand	Innenquadrant
Hintersprosse:	Hinterquadrant

Von der Bedingtheit des in der vorstehenden Tabelle angegebenen Verlaufes der Gefäße will ich nur einen Punkt herausgreifen, nämlich den Aufbau des Schaufelteiles. Seine Außenfläche mußte von den aus dem Außenquadranten kommenden Arterien aufgebaut werden, weil der Außenquadrant in der direkten Fortsetzung der Arteria temporalis lag und daher hier die größte Blutmenge (und damit Stoffzufuhr) zur Verfügung stand. Die Innenfläche der Schaufel brauchte aber ebenfalls viel Baumaterial. Der Innenquadrant, von dem nur wenige und z. T. schwache Gefäße ausgehen, konnte hierfür nicht in Betracht kommen, da er am weitesten von der Blutzufuhrstelle abliegt und hinsichtlich der Menge des Blutes eine untergeordnete Rolle spielte; er war außerdem ja auch bereits hinreichend mit der Versorgung der Oberseite der Augsprosse und der Oberseite der Mittelsprosse in Anspruch genommen; die Arterien des Vorderquadranten hatten die Unterseite der Augsprosse aufzubauen. Es blieben also für die Schaufel-Innenfläche

nur noch die Arterien des Hinterquadranten übrig, der außerdem durch seine dem Außenquadranten benachbarte Lage noch für genügende Blutversorgung sorgen konnte. In diesem Zusammenhang möchte ich daran erinnern, daß auch beim Edelhirsch den Arterien der Hinterquadranten die wichtige Rolle des Aufbaues der gesamten Oberstiege und der Krone zukommt (Rhumbler 1916, Taf. VI, Fig. A).

Zu den lehrreichsten Beispielen für die Abhängigkeit der Geweihgestaltung vom Arterienverlauf zählt das Geweih von Phoeben I. Es ist eine Übergangsform zwischen den Geweihen mit langen Sprossen, also den Geweihen mit „hibernischer Tendenz", (zu denen auch die von mir [1936] beschriebene Bergrheinfelder Stange gehört), und den eigentlichen Schaufelgeweihen, wie die von Wassel, Datteln, Worms u. a. Denn bei Phoeben I ist zwar der Zwischenraum zwischen den Schaufelsprossen weit hinauf ausgefüllt, aber die Schaufelsprossen (= Hauptsprossen) heben sich als Wülste sowohl auf der Außen- wie Innenseite über den eigentlichen Schaufelteil schon in seinem oberen Drittel heraus. Der Grund für dieses Herausheben der ersten und zweiten Hauptsprosse ist leicht zu ermitteln, wenn man die Gefäßrillen betrachtet. In der Richtung der ersten und zweiten Hauptsprosse laufen mehrere sehr kräftige Rillen dicht nebeneinander (gebündelt) empor, auf der Zwischenfläche dagegen sind die Rillen nur schwach entwickelt und außerdem stark verzweigt. In den kräftigen Gefäßen, die die Rillen dem jeweiligen, noch plastischen Wachstumsscheitel eindrücken konnten, kam sehr viel Blut und damit auch sehr viel Baumaterial herbei. Die Verteilung, die Bündelung und die Stärke der Rillen entspricht ganz dem Bild, das lange und kräftige Sprossen bei Stangen „hibernischer Tendenz" zeigen. Da die Hauptmenge des Blutes in der Richtung der Hauptsprossen weiter zog und nur wenig Blut (durch schwache Arterien, die nur seichte Rillen hinterließen) für den Zwischenteil abgegeben wurde, kam für die Ausfüllung dieses Teiles auch nur wenig Baumaterial bei. Die zwischen den Sprossen liegende Fläche ist infolgedessen auch sehr dünn.

Auffallend ist weiterhin, daß der Schaufelteil eine starke Drehung nach innen aufweist, so daß seine eigentliche Unterseite (Vorderseite) in der Normalstellung des Kopfes nach oben zeigte. Ich bin der Anschauung, daß dies mit der außerordentlich kräftigen Entwicklung des Schaufelvorderrandes bzw. der ersten Hauptsprosse zusammenhängt. Denn die Schaufel kam hinter der Mittelsprosse in eine senkrechte und daher labile Stellung. Als nun an der Oberkante relativ mehr Material abgelagert wurde (wofür die Verdickung des Vorderrandes schon in etwa halber Höhe spricht), bekam die ganze noch plastische Wachstumszone das Übergewicht und bog nach innen um. Diese Wendung dauerte so lange, bis auch die zweite Hauptsprosse durch stärkere Materialzufuhr (vgl. die starken Rillen im oberen Drittel der Schaufel) sich kräftig entwickeln konnte. Diese Wendung oder Drehung des Schaufelteiles ist den unter der Wirkung der Schwerkraft entstehenden Verbiegungen (Korkzieherbildungen) anderer Cervidengeweihe gleichzusetzen (vgl. L. Rhumbler, 1929 b).

Die erste und zweite Hauptsprosse sind in ihrem oberen freien Teil nur unbedeutend eingekrümmt, eine Folge der nahezu gleichen Stärke der Gefäße bzw. Rillen auf allen Seiten. Man kann sogar bei dem welligen Ver-

lauf bemerken, daß auf der konvexen Seite auch die Rillen kräftiger sind als auf der gegenüberliegenden Seite.

Daß die Mittelsprosse so stark einwärts gekrümmt ist, geht darauf zurück, daß in der Hauptsache ihre Außenseite von Gefäßen des Außenquadranten, die Innenseite von solchen des Innenquadranten versorgt wurden. Wie bereits erwähnt, sind aber die aus dem Außenquadranten kommenden Gefäße als Materialbeibringer im Vorteil gegenüber denen des Innenquadranten und deshalb mußte sich die Mittelsprosse halbkreisförmig einkrümmen. Diese Gestaltung der Mittelsprosse ist überdies bei Riesenhirschen die Regel und allgemein bedingt durch den großen Unterschied in der Blutversorgung der Außen- und Innenseite. Die Augsprossen verdanken ihre Breite der starken Verzweigung der Gefäße und die Aufwärtsbiegung hängt damit zusammen, daß die Rillen der Unterseite, die vom Vorderquadranten ausgehen, wesentlich kräftiger sind als die der Oberseite.

Das Geweih Phoeben II ist in der allgemeinen Gestaltung dem von Phoeben I auffallend ähnlich; jedoch treten an manchen Stellen Besonderheiten auf, deren Verständnis gerade durch den Vergleich mit Phoeben I ermöglicht wird. Immer ist bei diesen Abweichungen zu erkennen, daß auch die Gefäßrillen in den betreffenden Geweihteilen eine andere Stärke oder auch eine andere Verteilung zeigen. So weist z. B. die zweite Hauptsprosse eine andere Gestaltung auf. Auch sie tritt (wie bei Phoeben I) schon im Schaufelteil durch einen Wulst auf der Außen- und Innenseite hervor, aber die freie Sprosse wird bis etwa 20 cm unter der Spitze von einem nach innen gekrümmten Randsaum flankiert. Der Querschnitt dieser Sprosse ist auf der Außenseite gleichmäßig konvex, auf der Innenseite im allgemeinen konkav, jedoch in der Mitte durch einen Wulst unterbrochen. Diese Sprosse ist außerdem auffallend stark nach innen gekrümmt. Der Grund hierfür liegt darin, daß auf der Innenseite nur eine besonders kräftige Rille, dagegen auf der Außenseite mehrere Rillen verlaufen, von denen drei jede so stark sind, wie die eine der Innenseite. Es ist infolgedessen erklärlich, daß die Außenseite mehr Baumaterial bekam als die Innenseite. Dies wirkte sich im vorliegenden Fall in doppelter Hinsicht aus. Einmal wurde der Querschnitt der Sprosse in ihrer unteren Hälfte randlich konvex/konkav und dann bog sich die ganze Sprosse auch der Länge nach halbkreisförmig nach innen oben.

Die Gefäßrillen sind besonders im hinteren Teil der Schaufel auf Außen- und Innenseite nahezu gleich stark, infolgedessen ist die Schaufel auch nur wenig gekrümmt, sie ist brettartig flach.

Ganz anders ist die Anordnung der Gefäßrillen bei dem Geweih von Wassel. Wohl treten auch hier einige Rillen durch Stärke hervor, aber diese stärkeren Rillen liegen auf dem Schaufelteil nicht eng beieinander, sondern verteilen sich durch öftere Verzweigung über die ganze Fläche. Dazu kommt noch, daß auch die Teile zwischen den kräftigeren Rillen noch von einem dichten Netz deutlich hervortretender Rillen bedeckt ist. Die gleichmäßigere Verteilung der Gefäße hatte zur Folge, daß nicht einzelne Richtungen mit mehr Material bedacht wurden und infolgedessen stärker hervorragen (vgl. Phoeben), sondern daß das Geweihmaterial sofort in der ganzen Breite an den distalen Wachstumsteil gebracht wurde. Es mußte also (zumal die

Gefäßrillen auf der Außen- wie Innenfläche im wesentlichen gleichmäßig ausgebildet sind) eine breite brettartige, nahezu gleich dicke Schaufel gebildet werden. Es kam infolgedessen auch gar nicht zu längeren, kräftigeren Schaufelsprossen (Hauptsprossen), es treten am distalen Ende nur verhältnismäßig kurze Zacken auf; der zweite Zacken (zweite Hauptsprosse) ist bei Wassel nur 20 cm lang. Zur Bildung von distalen Zacken kam es nur dort, wo einige Rillen im oberen Verlauf konvergieren.

Das Geweih von Wassel steht im Verlauf, in der Stärke und der gleichmäßigen Verteilung der Gefäßrillen nicht allein. Das Geweih von Worms z. B. zeigt in jeder Beziehung die gleichen Verhältnisse und es zeugt für die Richtigkeit der Abhängigkeit der Formgestaltung von dem Verlauf der Gefäße (bzw. deren Rillen), daß das Wormser Geweih in seinen allgemeinen Zügen dem Geweih von Wassel vollkommen gleicht (Abb. 4). Die weitgehende Ähnlichkeit dieser beiden, an weit entfernten Orten geborgenen Geweihe ist kein Zufall, sondern durch die gleichen Bildungsumstände bedingt.

Das Geweih von Datteln ist in seinem Schaufelteil außen und innen von kräftigen Rillen überzogen, die sich schon frühzeitig verzweigen und auseinanderstreben; dies ist in der seitlichen Ansicht (Taf. 2, Fig. 1 b) besonders deutlich auf der Innenseite der linken Schaufel erkennbar. Die Rillen sind außerdem auch beiderseitig annähernd von gleicher Stärke und gleicher Zahl; die Folge ist die nahezu brettartig ebene Gestaltung der beiden Schaufeln. Besonders auffallend ist aber an diesem Geweih die starke Einwärtsbiegung des distalen Teiles. POHLIG (1892) hatte in dieser Umbiegung ein typisches Merkmal seiner germanischen Riesenhirsch-Rasse gesehen. Diese eigenartige Gestaltung ist aber keine Rasseneigentümlichkeit, sondern nur durch die Blutversorgung des Geweihes bedingt. Wenn man nämlich die Gefäßrillen auf der Außen- und Innenseite verfolgt, so sieht man, daß sich die Rillen unterhalb der Umbiegung, die rechts schärfer als links ist, auf der Außenseite plötzlich stärker gabeln (Taf. 2, Fig. 1 b). Auch auf der Innenseite tritt an dieser Stelle eine intensive Verzweigung auf, aber die Rillen der Innenseite sind bedeutend schwächer als die der Außenseite. Außerdem verläuft außen wie innen, auf der rechten wie auf der linken Schaufel, eine kräftige Querrille als Verbindung zwischen den zur ersten und zweiten Hauptsprosse ziehenden Rillen. Aus der Tatsache der ziemlich plötzlich einsetzenden intensiveren Rillen-Verzweigung schließe ich, daß in diesem Geweihbildungsstadium eine stärkere Blutzufuhr eingesetzt hatte. Die von den Hauptgefäßen abzweigenden Gefäße erhielten infolgedessen auch eine größere Menge Blut, so daß auch sie sich erweiterten und ihre kräftigeren Spuren in den noch weichen distalen Scheitelteil eingraben konnten. Da nun aber die Rillen der Außenseite der beiden Schaufeln an der Umbiegungsstelle kräftiger sind als auf der Innenseite, dürfen wir daraus schließen, daß außen mehr Blut als innen beigeführt und somit auch außen mehr Material abgelagert wurde, so daß sich die Schaufel in diesem Wachstumsstadium einwärts krümmen mußte. Auf den beiden ersten Hauptsprossen sind nun wieder die Rillen gleichartig stark, infolgedessen verlaufen die Sprossen auch fast gerade.

Bachofen-Echt (1933, S. 121) gibt für die Umbiegung folgende Erklärung: Im Alter wird bei Cerviden der Rosenstock stark verkürzt, so daß die Rosen direkt dem Frontale aufliegen und sich einander nähern; es würden hierdurch die Arterien der Innenseite sehr verengt und nach Erhärtung der Rose außer Funktion gesetzt. Die vielfältige Verbindung der Arterien reiche nicht aus, dem raschen Wachstum der Außenseite auch auf der Innenseite Schritt zu halten, so daß es zu den Einwärtskrümmungen komme.

Demgegenüber ist zu bedenken, daß die die Innenseite der Schaufel aufbauenden Arterien gar nicht aus dem Innenquadranten, sondern aus dem Hinterquadranten aufsteigen (Tabelle S. 115). Ferner müßte sich die Schaufel schon eher einwärts biegen, da der Rosenstock ja in jeder Geweihperiode von Anfang an die gleiche Höhe besitzt, also im Alter schon bei Beginn des Setzens eines neuen Geweihes kurz ist; außerdem tritt die Umbiegung immer erst in einem gewissen Wachsstadium der Schaufel ein oder was das gleiche ist, in derselben Jahreszeit bzw. in demselben Monat. Denn Abwurf und Neuaufbau der Geweihe sind nach Art und Lebensalter zeitlich genau fixiert. Wenn wir nun beachten, daß die starke Verzweigung auf der Innen- und Außenseite für eine plötzlich einsetzende allgemeine Vermehrung der Blutzufuhr spricht, so können wir als Ursache hierfür möglicherweise bessere Lebensverhältnisse, vielleicht bessere Äsung, gelten lassen. Wir wissen, daß beim Elch, der sein Geweih schon im Winter setzt und baut, mit Beginn besserer Äsungsverhältnisse (im Mai) auch die Schaufeln stärkeres Wachstum zeigen. Für den Riesenhirsch kann Gleiches gelten. Da aber nicht alle Riesenhirsch-Schaufeln die Umbiegung aufweisen, dürfte dies mit örtlicher Verschiedenheit der äußeren Lebensverhältnisse zusammenhängen. Wir wissen noch nicht, wann die Riesenhirsche ihr Geweih gesetzt haben. Wir wissen aber, daß einerseits telemetacarpale Cerviden (wie *Capreolus, Alces, Tarandus*) im allgemeinen bereits im letzten Viertel eines Kalenderjahres das Geweih abwerfen. Da das Setzen des neuen Geweihes stets kurz nach dem Abwurf des alten Geweihes beginnt, wird also bei den telemetacarpalen Hirschen das Geweih zum großen Teil schon in der kalten Jahreszeit aufgebaut. Bei jetzt lebenden plesiometacarpalen Cerviden (wie *Elaphus, Dama, Axis, Rusa, Rucervus, Cariacus*) dagegen wird das Geweih im Vorfrühling und Frühling abgeworfen, so daß der Aufbau des neuen Geweihes im wesentlichen in die wärmeren Monate fällt. Der Riesenhirsch gehört ebenfalls zu den plesiometacarpalen Cerviden (Reynolds 1929, S. 42, und Fig. 26 a); möglicherweise erfolgte auch bei ihm wie bei *Dama* der Aufbau des Geweihes in den Monaten des Frühjahres und Sommers. Die vermehrte Blutzufuhr, die zur Einwärtskrümmung führte, würde hiernach etwa in den Juni oder Juli fallen, also in eine Zeit, in der reichlichere und kräftigere Nahrung zur Verfügung stand.

IV. Vergleiche

1. Allgemeine Form

Die in den wesentlichen Zügen gute Erhaltung der in dieser Studie behandelten Riesenhirschgeweihe gibt begreiflicherweise Veranlassung, sie unter sich und mit anderen zu vergleichen. Wie ich schon bei der Beschreibung der

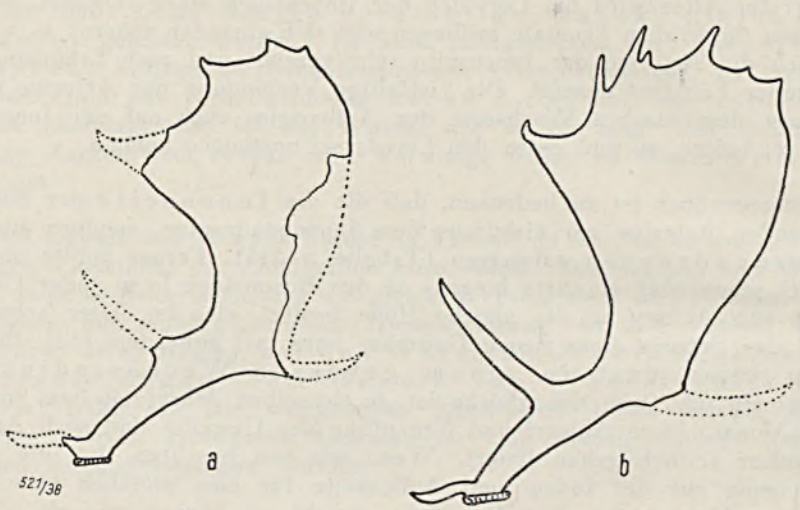


Abb. 4. Die Schaufeln von Wassel (a) und von Worms (b) zeigen weitgehende gestaltliche Ähnlichkeit. $^1/_{20}$ nat. Größe (beide nach Photos)

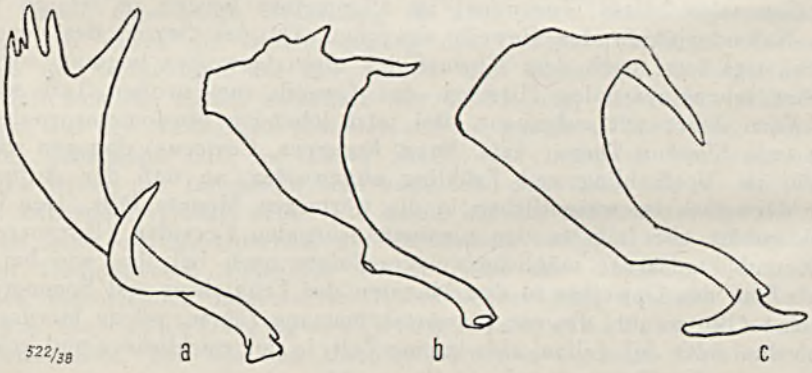


Abb. 5. Aus der Form der Schaufel von Worms (a) läßt sich durch Einwärtsbiegen des sprossentragenden Terminalrandes die Form von Arezzo (b) (= Italiae-Rasse POHLIG's) und daraus durch Verlängerung der Hauptsprossen die Form von Datteln (c) u. a. ableiten. (Worms nach NEHRING, Arezzo nach POHLIG, Datteln nach Photo. Zum leichteren Vergleich wurde die besser erhaltene l i n k e Schaufel von Worms spiegelbildlich gezeichnet.) $^1/_{20}$ nat. Größe

beiden Funde von Phoeben erwähnte, gleichen sich die rechte schädelechte Schaufel und die linke (individuell jüngere) Abwurfstange derart, daß man sich berechtigt fühlt, sie einem Tier zuzusprechen. Wenn man nun daneben vergleichsweise das Riesenhirschgeweih von Turin (Gastaldi 1868, Taf. 1; verkleinert wiedergegeben in Abb. 2) betrachtet, so fällt eine weitgehende Ähnlichkeit hinsichtlich der allgemeinen Gestaltung wie auch teilweise hinsichtlich der Ausbildung einzelner kräftigerer Schaufelsprossen auf. Auch die von Pohlig (1892, S. 228 u. 231) gebrachte Strichzeichnung der Geweihe von Arezzo und aus dem Theißbett bei Budapest weisen die gleichen Grundzüge in der Form auf. Pohlig hat die genannten italienischen und ungarischen Riesenhirsche als Cervus (euryceros) italiae von den deutschen und irischen abgetrennt; ein Hauptunterscheidungsmerkmal soll u. a. die Ansatzstelle der Mittelsprosse am Stamm sein. Aber leider sind die von ihm angegebenen Unterscheidungen bedeutungslos, da sie auch bei anderen Riesenhirschgeweihen anzutreffen sind. Überdies belehrt schon ein Blick auf die Originalabbildung Gastaldi's, daß am linken Schaufelstamm die Mittelsprosse etwas unterhalb der Vorderkante, am rechten aber auf der Vorderkante abzweigt. Das wichtigste Unterscheidungsmerkmal tritt also sogar beim Typusexemplar nur auf einer Seite auf! Von der Turiner Schaufel habe ich keine Seitenansicht, Pohlig gibt aber eine solche vom Geweih von Arezzo (vgl. Abb. 5b). In der allgemeinen Form stimmt nun dieses wieder mit dem von Phoeben überein. Denn auch hier ist der Unterrand der Schaufel nach hinten verlängert, bei Phoeben II allerdings noch nicht so stark, da es sich bei ihr um eine jüngere Schaufel mit nur vier Hauptsprossen handelt. Deutlich ausgeprägt ist diese Gestaltung jedoch bei der Schaufel von Datteln (Taf. 2, Fig. 1b), die auch in der Ansicht von vorne-oben sich eng an die von Arezzo anlehnt. Auch bei anderen Geweihen (z. B. dem von Bonn) kehrt diese Gestaltung mehr oder weniger modifiziert wieder.

Wenn man dagegen die Schaufeln von Wassel und Worms betrachtet, so könnte man meinen, bei diesen liege ein ganz anderer Typ vor; denn ihr Schaufelunterrand (Taf. 2, Fig. 2 sowie Abb. 4) steht in einem wesentlich stumpferen Winkel zum hauptsproßtragenden Terminalrand. Das ist aber nur ein scheinbarer Unterschied, der nur in verschiedener Modifikation des Terminalrandes und seiner Sprossen begründet ist. Denkt man sich z. B. beim Geweih von Worms die Schaufel in ihrem Terminalteil derart nach innen eingebogen, daß der Vorderrand auf eine längere Strecke (etwa das obere Drittel) als die hintere Terminalrandecke umgebogen wird, so ergibt sich die Form von Arezzo. Ragen weiterhin die ersten Hauptsprossen länger frei über den Terminalrand hinaus, dann ist die Grundlage für die Gestaltung der Geweihe von Datteln, von Bonn und von Knielingen gegeben. Es führt also eine ziemlich geschlossene Formreihe, die aber mit Phylogenese selbstverständlich nichts zu tun hat, von den im Terminalteil nicht eingekrümmten Schaufeln von Wassel und Worms über die gleichfalls mit kurzen, aber bereits mehr oder weniger einwärts gebogenen Terminalsprossen bewehrten Geweihe von Phoeben, Turin, Arezzo zu den langsprossigen Schaufeln von Datteln, Bonn und Knielingen (Abb. 5). Die Italiae-Form gliedert sich also zwanglos in eine Formreihe ein; sie ist nur eine Modifikation breitschaufliger Geweihe, aber keine eigene Rasse oder Art.

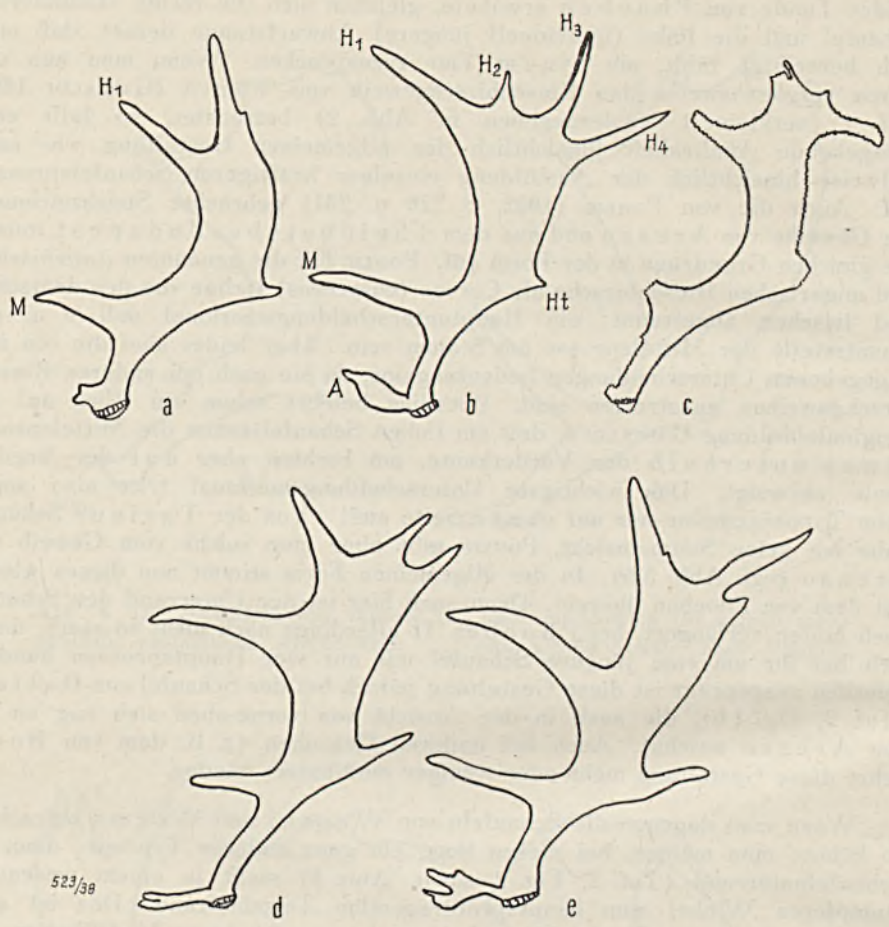


Abb. 6. Die fünf Schaufeln jugendlicher Tiere haben noch lange Sprossen sowie z. T. auch eine weite Bucht zwischen der Mittelsprosse (M) und der 1. Hauptsprosse (H_1). $^1/_{20}$ nat. Größe. Die weite Bucht ist aber keineswegs ein typisch jugendliches Merkmal (vgl. REYNOLDS 1929). a = Cannstatt (n. DIETRICH), b = Klinge (n. NEHRING), c = Horkheim (n. BERCKHEMER), d = Ballybetagh (n. REYNOLDS), e = Prosna, Jarotschin (n. DIETRICH). $^1/_{20}$ nat. Größe. (Zur Erleichterung des Vergleiches wurde c spiegelbildlich gezeichnet.)

NEHRING (1892, 1895) hat bereits auf die Ähnlichkeit der Schaufeln von Klinge und Worms hingewiesen und die Unterschiede mit dem verschiedenen Lebensalter der beiden in Verbindung gebracht. Bei rezenten, schaufeltragenden Hirschen (wie *Dama* und *Alces*) wird erst im vierten bzw. sechsten Jahr die Schaufelbildung deutlich; aber auch dann sind meist noch längere Sprossen vorhanden. Daß dies auch bei Riesenhirschen so war, das beweisen sowohl jugendliche Geweihe von Irland (REYNOLDS, 1929) wie die

jugendlichen Stangen von Cannstatt, Horkheim, Klinge, denen außerdem eine auffallend weite Bucht zwischen Mittelsprosse und erster Hauptsprosse gemeinsam ist (Abb. 6). Sicher haben sich aus solchen Jugendstadien Formen wie die Geweihe von Wassel und Worms entwickelt. Das Geweih von Prosna (Posen) (in der Literatur gewöhnlich nach dem Aufbewahrungsort Jarotschin benannt) hat eine etwas andere Gestalt: die Bucht zwischen Mittelsprosse und erster Hauptsprosse ist wesentlich enger und die erste Hauptsprosse bildet nicht den Vorderrand des Schaufelteiles. Ob der Träger dieser Stange in der Folge eine schmale Schaufel mit langen Sprossen wie bei der Bergrheinfelder Stange (Kirchner, 1936) oder breite Schaufeln wie die oben erwähnten entwickelt haben dürfte, das läßt sich nicht sagen; beides wäre möglich. Eine gestaltliche Mittelstellung zwischen Klinge und Prosna („Jarotschien") nimmt eine irische junge Stange von Ballybetagh bei Dublin (Reynolds 1929, Fig. 5a) ein.

2. Rosenstock-Umfang und -Höhe

Bei der Besprechung des Geweihes von Datteln habe ich darauf hingewiesen, daß die Höhe der Rosenstöcke eines Individuums keineswegs immer gleich ist; daß nur dann beide gleich hoch sind, wenn auch ihr Umfang annähernd gleich ist; ferner daß einem geringeren Umfang eine größere Höhe entspricht. Diese Thesen fußen auf Vergleichen, die ich teils nach Frentzen & Speyer (1928, S. 212), teils nach eigenen Messungen zog (vgl. nachstehende Tabelle; sämtliche Maße in mm):

	Altrip		Stockstadt 1		Stockstadt 2		Phöben I		Datteln		Knielingen	
	r.	l.	r.	l.	r.	l.	r.	l.	r.	l.	r.	l.
Rosenstock-Umfang	198	198	240	243	272	228	285	275	275	300	260	275
Rosenstock-Höhe	30	30	35	35	30	40	30	40	20	20	27	30
Rosen-Umfang . .	268	262	256	270	300	300	400	390	310	315	300	310
Abstand der Rosen	100		125		117		97		80		95	

Die Rosenstockhöhen beziehen sich auf die Innenseiten; die Außenseite ist durchweg um ½—1 cm höher, jedoch mißt beim Geweih von Datteln der linke Rosenstock außen wie innen 20 mm, der rechte aber außen 40 mm gegen 20 mm innen; der rechte steht daher auch wesentlich steiler als der linke.

Die Tabelle zeigt, daß die obigen Folgerungen nur im allgemeinen als Regel betrachtet werden können; denn beim Geweih von Knielingen liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt: hier entspricht dem größeren Umfang auch eine größere Höhe des Rosenstockes.

Die Tabelle beweist aber auch noch, daß weitergehende Schlüsse, etwa daß einer bestimmten Höhe des Rosenstockes ein bestimmter Umfang zu-

kommen würde, verfehlt wäre. Ich verweise auf die unterschiedlichen Höhen der Rosenstöcke mit 275 mm Umfang. Weiterhin mache ich besonders aufmerksam auf die Rosenstöcke der Geweihe von Altrip („Mannheimer Riesenhirsch") und Phoeben I. Das Individuum von Altrip war nach Ausbildung und nach den Maßen der Schaufelreste keineswegs ein erwachsenes Tier, Frentzen & Speyer (1928, S. 22 u. 196) bezeichnen es als ein „mittelstarkes, nicht allzu altes Individuum". Die ursprüngliche Länge jeder Schaufel dürfte kaum 1 m betragen haben; als Gesamtauslage geben Frentzen & Speyer etwa 138 cm an. Dem geringen Alter entspricht der Umfang der beiden Rosenstöcke (beiderseits nur 198 mm), aber ihre Höhe bleibt mit je 30 mm unter dem Normalen. Demgegenüber zeigt der starke Schaufler von Phoeben I (ursprüngliche Stangenlänge etwa 170 cm, Auslage etwa 260 cm) immerhin noch auffallend hohe Rosenstöcke, nämlich 30 und 40 mm! Wie hoch müssen die Rosenstöcke in seiner Jugend gewesen sein? Man sieht daraus, daß man aus der absoluten Rosenstockhöhe allein keineswegs auf das Alter eines Riesenhirsches schließen darf. Die individuelle Variabilität ist auch in diesem Punkte stets zu berücksichtigen. Einen besseren Anhaltspunkt dagegen bietet der Umfang der Rosenstöcke, da einem jüngeren Individuum auch ein geringerer Umfang derselben zukommt.

3. Abstand der Rosen voneinander

Bachofen-Echt (1933, S. 122) weist darauf hin, daß bei jugendlichen Riesenhirschen die Rosen weiter voneinander entfernt sind (bis 120 mm) und daß sie sich infolge der allmählichen Verkürzung des Rosenstockes mit zunehmendem Alter nähern, beim Bonner Exemplar bis auf 60 mm. Die Begründung dieser Tatsache ist zutreffend; es spielt aber noch ein Grund mit, der durch einen Vergleich der Geweihe von Phoeben I und Stockstadt 2 geklärt wird. Beide haben trotz verschiedenen Lebensalters gleiche Rosenstockhöhen; aber bei Phoeben I haben die Rosen einen um 90 bzw. 100 mm größeren Umfang. Der Durchmesser der Rosen beträgt bei Phoeben I rund 13 cm, bei Stockstadt 2 rund 10 cm. Wenn ich auf die gleichen Rosenstöcke (im Modell) einmal Scheiben mit 10 cm, ein andermal Scheiben mit 13 cm Durchmesser lege, dann kommen sich im zweiten Fall die Scheiben um fast 3 cm näher als im ersten Fall. Der geringe Abstand der Rosen älterer Riesenhirsche ist demnach nicht nur durch die Verkürzung der Rosenstöcke, sondern besonders auch durch die Vergrößerung des Umfanges der Rosen mit zunehmendem Alter bedingt.

4. Umfang des Rosenstockes und der Rose

Wenn man die Differenzen zwischen den Umfängen von Rosenstock und Rose (vgl. Tabelle S. 123) berechnet, so muß man erkennen, daß keinerlei Gesetzmäßigkeit herrscht. In der Regel ist der Umfang der Rose größer als der des Rosenstockes; nur ein Stirnbeinfragment mit Schaufelstamm von Leimersheim (Frentzen & Speyer 1928, S. 208) zeigt umgekehrte Verhältnisse, denn bei diesem ist der Rosenumfang um 10 mm geringer als der des Rosenstockes. Sonst aber bewegen sich die Differenzen zugunsten der

Rose zwischen 15 und 115 mm. Man kann aber keineswegs sagen, daß ein bestimmtes Verhältnis zwischen der Größe dieser Differenz und dem Durchmesser des Rosenstockes oder dem Alter des Tieres bestünde. Die Geweihe von Datteln und von Phoeben I haben annähernd gleich dicke Rosenstöcke, sie sind auch im Lebensalter nicht viel oder gar nicht voneinander unterschieden und dennoch betragen die Differenzen zwischen Rose und Rosenstock bei Datteln nur 15 bzw. 35 mm, bei Phoeben I beiderseits 115 mm.

Aber in einer Hinsicht scheint doch eine gewisse Beziehung zwischen Rosenstock und Rose zu bestehen: der Umfang der Rose ist zumeist nur dann größer als 300 mm, wenn der des Rosenstockes mindestens 250 mm beträgt. Beispiele hierfür anzugeben erübrigt sich, ich verweise auf die Tabelle S. 123 sowie auf diejenigen von Frentzen & Speyer 1928, S. 212 und von Raven 1935, S. 204.

5. Stammumfang

Es ist begreiflich, daß stärkeren Tieren auch ein kräftigerer Schaufelstamm zukommt. Wenn wir nun den minimalen Stammumfang der Geweihe von Phoeben, Datteln und Klinge (bei Wassel ist er nicht genau feststellbar) betrachten, so ergibt sich, daß die individuell jüngste Stange (Klinge) auch den geringsten Stammumfang (18 cm) und die beiden Stämme von Phoeben I den größten (27,8 bzw. 27,5 cm) aufweisen; dazwischen stehen die Stangen von Datteln (20,2 cm beiderseits) und Phoeben II (22 cm). Beachtenswert ist besonders der überaus starke Umfang der beiden Stämme von Phoeben I. Dieser Riesenhirsch übertrifft damit alle bisher bekannt gewordenen diluvialen Riesenhirsche, auch bei irischen scheinen solche Stärken Seltenheiten zu sein.[3])

Bei den in Berlin befindlichen Riesenhirsch-Geweihen kann man also eine Zunahme des Stammumfanges mit dem Lebensalter feststellen. Dabei steht aber keineswegs fest, ob der Riesenhirsch von Datteln wesentlich jünger als der von Phoeben I war.[4]) Wir können eher im Hinblick auf die allgemein massige Ausbildung des Geweihes von Datteln behaupten, daß seine beiden Stämme einen für das Lebensalter zu geringen Umfang haben. Auch das Geweih von Knielingen, das nach seiner ganzen Ausbildung ebenfalls einem starken Tier angehörte, hat nur einen minimalen Stammumfang von 20 cm (beiderseits); andererseits gibt es aber Geweihreste

3) Phoeben I ist das mächtigste diluviale Riesenhirschgeweih; die ursprüngliche Länge betrug etwa 170 cm. Ähnliche Größen finden wir bisher nur bei der Bergrheinfelder Stange (Kirchner 1936); von dieser sind bis zur Abbruchstelle der 2. Hauptsprosse 146 cm erhalten, die ursprüngliche Länge muß man mit mindestens 165 cm annehmen. Möglicherweise hat das Bergrheinfelder Geweih aber das von Phoeben in der Auslage übertroffen; denn beim Bergrheinfelder streben die langen Sprossen mehr seitlich als beim Phoebener Geweih.

4) Das Alter läßt sich bekanntlich bei Edelhirschen unter normalen Verhältnissen aus der Zahl der Geweihenden ermitteln. Aber beim Damhirsch ist dies nur in den ersten Jahren möglich; sobald die Schaufel sich zu verbreitern beginnt, bieten die Schaufelenden keinen Anhalt mehr für die Altersbestimmung. Das gleiche muß auch für den Riesenhirsch gelten.

jüngerer Riesenhirsche, die einen ebensolchen und sogar auch einen größeren Stammumfang aufweisen: der Geweihrest von Horkheim z. B. (Berckhemer 1925) steht seiner Gestaltung nach etwa dem von Klinge im Lebensalter gleich; trotzdem hat er einen Stammumfang von 23 cm! Der minimale Stammumfang bietet für sich allein also keinen Anhalt für das Lebensalter eines Riesenhirsches.

6. Beziehungen zwischen Stammumfang, Stammlänge, Breite der Schaufelbasis

Verschiedene Autoren legten auf die relativen Größenverhältnisse zwischen Umfang und Länge des Stammes, Schaufelbreite, Schaufellänge besonderen Wert. In der Regel wurden dabei nur sehr wenige Geweihe vergleichsweise herangezogen. Das Berliner Material zusammen mit dem von Frentzen & Speyer (1928) und Raven (1935) veröffentlichten gestattet aber einen wesentlich besseren Überblick.

Das Verhältnis Stammlänge zu Schaufellänge lasse ich ganz außer Betracht. Denn einmal läßt sich nicht bindend angeben, wo der Stamm aufhört und wo die Schaufel beginnt, da die Verbreiterung ganz allmählich einsetzt; ferner wurden bei der Angabe der Schaufellänge die Terminalsprossen außer Betracht gelassen. Das ist aber nicht richtig; denn Schaufel und Schaufelsprossen sind eine Einheit, die Sprossen sind gewissermaßen nur eine Modifikation des Schaufelrandes. Bei mehr flächenhafter Ablagerung der Geweihstoffe bilden sich oft nur wenig lange Sprossen, meist nur kürzere Zacken (Wassel, Worms); und umgekehrt kommt es beim Vorherrschen langer Sprossen zu weniger ausgedehnten Schaufeln (sog. hibernische Tendenz). Einzig richtig wäre die Berechnung der Oberfläche der Schaufel samt Sprossen; ich bezweifle aber, ob das Ergebnis dann der aufgewandten Arbeit entsprechen würde.

In einer Tabelle (S. 127) habe ich von mehreren Geweihen den Stammumfang (U), Stammlänge (L) und die Breite der Schaufel über der Mittelsprosse (d) in absoluten und relativen Größen angegeben; sie ist geordnet nach der Längenzunahme der Stämme, denn in dieser Anordnung kommt besser als in jeder anderen die Altersstufe zum Ausdruck. Dies gilt jedoch nur insoweit, als am Anfang der Tabelle (Nr. 1—8) Geweihe mit jugendlichem Gesamtgepräge und darnach solche von erwachsenen Tieren stehen; die im unteren Drittel aufgeführten Geweihe gehören sicher kräftigen Vollschauflern an.[5]) Hieraus ergibt sich, daß die Stammlänge mit zunehmendem Alter größer wird; die Stammlänge ist also ein brauchbarer Anhalt zur Ermittlung des ungefähren Lebensalters.

Aus den absoluten Zahlen (1. Längsspalte) ist zu entnehmen, daß die Maße des Stammumfanges bei jugendlichen wie erwachsenen Tieren im allgemeinen nur wenig voneinander abweichen. Diese Tatsache tritt klar in der 2. Längsspalte zutage, in der die Maße auf die Stammlänge (= 1) bezogen sind. Bei den jugendlichen Exemplaren beträgt der Stammumfang meist mehr als zwei Drittel der Stammlänge (ausgenommen Nr. 5), bei den erwachsenen ist er durchschnittlich geringer (ausgenommen Nr. 14). Auch

5) Selbstverständlich kommt in der Reihenfolge der Tabelle keineswegs eine genaue Altersfolge zum Ausdruck.

bei den von Frentzen & Speyer (1928, S. 212) außerdem noch aufgeführten Geweihresten ergeben sich die gleichen Verhältnisse: Stämme jugendlicher Tiere haben einen Umfang von 70—81% der Länge, während der Stammumfang älterer Tiere nur zwischen 42 und 59% der Länge liegt.[6]) Es ergibt sich hieraus die Tatsache, daß Stämme jugendlicher Riesenhirsche relativ dicker sind als solche erwachsener Tiere.

Beziehungen zwischen Stammumfang (U), Stammlänge (L) und Schaufelbreite über der Mittelsprosse (d)

(Geordnet nach zunehmender Stammlänge. Die absoluten Maße in Zentimeter.)

	U : L : d	U : L : d	U : d
1. Cannstatt	19,0 : 25,0 : 10,5	0,76 : 1 : 0,42	1 : 0,55
2. Middelburg Mw.	20,5 : 27,0 : 17,6	0,76 : 1 : 0,65	1 : 0,86
3. Klinge	18,7 : 28,0 : 9,5	0,67 : 1 : 0,34	1 : 0,51
4. Horkheim	23,0 : 28,0 : 10,5	0,82 : 1 : 0,37	1 : 0,45
5. Vlissingen l.	15,1 : 29,0 : 10,3	0,52 : 1 : 0,36	1 : 0,68
6. Middelburg 1114 r.	21,5 : 30,0 : 15,6	0,72 : 1 : 0,52	1 : 0,73
7. Middelburg 1114 l.	20,8 : 31,0 : 16,7	0,67 : 1 : 0,54	1 : 0,80
8. Florenz	19,6 : 31,0 : 13,4	0,63 : 1 : 0,43	1 : 0,69
9. Knielingen l.	20,0 : 33,0 : 18,0	0,61 : 1 : 0,55	1 : 0,90
10. Middelburg Md.	20,1 : 34,0 : 14,7	0,59 : 1 : 0,43	1 : 0,73
11. Knielingen r.	20,0 : 35,0 : 16,0	0,57 : 1 : 0,46	1 : 0,80
12. Altrip l.	16,5 : 35,0 : 12,0	0,47 : 1 : 0,34	1 : 0,73
13. Altrip r.	16,8 : 36,0 : 12,0	0,46 : 1 : 0,33	1 : 0,72
14. Bonn	24,0 : 36,0 : 30,0	0,67 : 1 : 0,83	1 : 1,25
15. Datteln r.	20,2 : 37,0 : 21,1	0,55 : 1 : 0,57	1 : 1,04
16. Utrecht	20,6 : 38,8 : 10,1	0,53 : 1 : 0,26	1 : 0,49
17. Bergrheinfeld	23,0 : 39,0 : 18,0	0,59 : 1 : 0,46	1 : 0,78
18. Datteln l.	20,2 : 40,0 : 23,5	0,50 : 1 : 0,59	1 : 1,18
19. Phoeben II	22,0 : 42,0 : 18,0	0,52 : 1 : 0,43	1 : 0,83
20. Leiden	21,3 : 47,0 : 16,2	0,45 : 1 : 0,34	1 : 0,76
21. Phoeben I	27,8 : 49,0 : 22,0	0,57 : 1 : 0,45	1 : 0,79

Diese Tatsache im Zusammenhang mit der schon erwähnten geringen Schaufelbreite über der Mittelsprosse (der basalen Schaufelbreite) bei jugendlichen, noch in der ersten Entfaltung begriffenen Schaufelgeweihen bewirkt, daß bei solchen das Verhältnis Stammumfang zu basaler Schaufelbreite (U:d) meist die niedersten Zahlen aufweist. Bei den Schaufeln von Cannstatt, Klinge und Horkheim bewegen sich die Werte dieses Verhältnisses zwischen 1:0,45 und 1:0,55. (Das Geweih von Middelburg, Mw, das nach seiner geringen Stammlänge an der zweiten Stelle der Tabelle

6) Sie sind in meiner Tabelle nicht aufgenommen, weil bei ihnen das Maß für die basale Schaufelbreite (d) fehlt.

steht, hat demgegenüber aber eine zu große Schaufelbreite.) Wenn wir nun die 3. Längsspalte (U:d) weiterhin auf eine gesetzmäßige Verteilung der Verhältniszahlen überprüfen, so müssen wir feststellen, daß außer den niedrigen Zahlen bei den drei genannten jugendlichen Geweihen keinerlei Regel in der Anordnung festzustellen ist; die Größen sind ganz unregelmäßig verteilt, es tritt sogar unter ausgesprochen kräftigen Schauflern das Verhältnis U:d = 1:0,49 auf (Utrecht). Daraus ergibt sich, daß zwar bei jugendlichen Geweihen U:d meist sehr niedere Zahlen für die basale Schaufelbreite aufweist, daß aber aus den Verhältniszahlen keine Schlüsse über Stärke oder Lebensalter des Tieres abgeleitet werden können.

Das gleiche Bild zeigt auch das Verhältnis der Stammlänge zur basalen Schaufelbreite (2. Längsspalte, L:d); denn auch hier sind die relativen Größen der Schaufelbreiten vollkommen unregelmäßig verteilt. Ich verweise nur auf die Zahlen 1:0,42 bzw. 1:0,43, die man sowohl bei jugendlichen wie erwachsenen wie vollkräftigen Schauflern antrifft.

Das Fehlen eines Zusammenhangs zwischen Stammumfang oder Stammlänge einerseits und basaler Schaufelbreite andererseits ist begreiflich. Denn die stärkere Verflachung der Stange bzw. der Schaufelbeginn hängt in erster Linie von der früheren oder späteren Verzweigung der Gefäße und im Zusammenhang damit auch von der Abbiegung der Stangenachse nach hinten und deren Umgestaltung zur Hintersprosse (KIRCHNER 1936, S. 243—244) ab. Frühere oder spätere Schaufelbildung und tiefer oder hoher Ansatz der Hintersprosse stehen in ursächlich bedingter Korrelation.

V. Zusammenfassung

Die Geweihe stammen aus dem letzten Interglazial. Nach ihrer Beschreibung werden die allgemeinen Grundlagen der Geweihbildung besprochen und im Hinblick auf die untersuchten Geweihe der Wert der Gefäßrillen für die Erkennung des Transportes des Geweihbaumaterials und für das Verständnis der verschiedenartigen Ausgestaltungen der Schaufeln dargelegt. Vergleiche ergaben manche enge Beziehungen mit anderen Riesenhirsch-Geweihen ferner Feststellungen über Wert und Unwert von absoluten und relativen Geweihmaßen.

Zusammenstellung der wichtigsten Geweihmaße
(in Zentimetern)

	Phoeben I		Phoeben II	Datteln		Wassel	Klinge
	rechts	links		rechts	links		
1. Stangenlänge	160 + n	—	150 + n	120	103 + n	ca. 135	ca. 120
2. Spannweite	ca. 260		—	180 + n		(ca. 200)	—
3. Rosenstock-Umfang	28,5	27,5	—	27,5	30	24,5	—
4. Rosenstock-Höhe (außen — innen)	4/3	5/4	—	4/2	2/2	3,5/3	—

	Phoeben I		Phoeben II	Datteln		Wassel	Klinge
	rechts	links		rechts	links		
5. Rosen-Umfang	40	39	33—34	31	31,5	31	28
6. Rosen-Durchmesser	13,5/11,8	13,6/11,4	11,5/9,5	10/9,4	9,8/9,8	10/9,4	—
7. Abstand der Rosen voneinander	9,7		—	8		(ca. 11)	—
8. Stammdicke über der Augsprosse	10	ca. 10	8	7,1	6,4	ca. 7	18,7
9. Minimaler Stammumfang	27,8	27,5	22	20,2	20,2	?	—
10. Augsprosse: Länge	28	ca. 28?	—	18	23	5 + n	20
11. Augsprosse: größte Breite	23,2	22 + n	—	24	16	—	10,5
12. Augsprosse: basaler Durchmesser	6,9/4,1	7,4/3,8	—	5,2/3,3	5/3,6	4,3	—
13. Entfernung Rose bis Basismittelpunkt der Mittelsprosse	49	—	42	37	40	34	28
14. Mittelsprosse: Durchmesser 5 cm über d. Basismittelpunkt	14,5/4,2	—	13/3,6	—	6,1/2,9	—	—
15. Mittelsprosse: Basisbreite	20—21	—	18	10	ca. 13	12	12
16. Mittelsprosse: Länge	69	—	72	—	27	6 + n	45
17. 1. Hauptsprosse: Länge	40	—	—	41	49	—	31
18. 2. Hauptsprosse: Länge	26	—	48	13	—	20	11
19. 3. Hauptsprosse: Länge	—	—	31 + n	—	—	—	30
20. Entfernung d. Rose bis zur Spitze der Mittelsprosse	46	—	42	—	35	—	—
21. Entfernung d. Rose bis z. Spitze der 1. Hauptsprosse	125	—	—	60	64	—	ca. 100
22. Entfernung d. Rose bis z. Spitze der 2. Hauptsprosse	147	—	102	83	ca. 63	114	ca. 95
23. Entfernung d. Mittelsproßspitze bis zur Hintersproßspitze	—	—	90	—	49	—	—
24. Hintersprosse: Länge	—	—	39	32	11	—	kurz
25. Hintersprosse: Durchmesser 10 cm über der Basis	—	—	6,8/5	4/3,4	3,3/2,6	—	—
26. Schaufelbreite hinter der Mittelsprosse	22,5	—	18	21,1	23,5	13,5	9,5
27. Schaufelbreite hinter der Hintersprosse	—	—	17	22,6	24,1	17,4 + n	16

Schriften

BACHOFEN-ECHT, ADOLF, Freih. v.: Darstellung des Lebensbildes von *Megaceros* nebst Bemerkungen über dessen Variationsbreite. — Palaeobiologica, **5**, 1933, S. 115—126, Taf. 11 u. 12. Wien u. Leipzig 1933.

BÄRTLING, R.: Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, 1912, Mber., S. 155—177. Berlin 1913.

BERCKHEMER, FR.: Eine Riesenhirschstange aus den diluvialen Schottern von Steinheim a. d. Murr. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 1925, S. 99—108. Stuttgart 1925.

DIETRICH, W. O.: Über den Rixdorfer Horizont im Berliner Diluvium. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, 1932, S. 193—221. Stuttgart 1932.

GAGEL, C.: Eine Elfenbeinspeerspitze aus dem westfälischen Diluvium. — Z. Ethnol., **57**, 1925, S. 77—81. Berlin 1926.

GASTALDI, B.: Intorno ad alcuni fossile del Piemonte e della Toscana. — Mem. r. Acad. sci. Torino, Ser. sec., **24**, 1868, S. 193—236, Taf. I. Torino 1868.

KEILHACK, K.: Über das Alter der Torflager und ihrer Begleitschichten von Klinge bei Kottbus. — Z. deutsch. geol. Ges., **44**, 1892, S. 329—371. Berlin 1892.

KIRCHNER, HCH.: Mainfränkische Riesenhirsch-Reste nebst Untersuchungen über Rassenunterschiede, Geweihform, Bedeutung der Gefäßrillen bei Riesenhirschen. — Paläontol. Z., **18**, 1936, S. 227—256, Taf. 15—17. Berlin 1936.

KRAUSE, ERNST H. L.: Referat über A. NEHRING: Über Wirbelthierreste von Klinge (1895). — Bot. Cbl., **62**, 1895, II, S. 295—296. Cassel 1895.

MENZEL, H.: Die Quartärfauna des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, 1912, Mber., S. 177—200. Berlin 1913.

NEHRING, A.: Über eine besondere Riesenhirsch-Rasse aus der Gegend von Kottbus, sowie über die Fundverhältnisse der betreffenden Reste. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, 1891, S. 151—162. Berlin 1891.

— : Berichtigung über die Fundverhältnisse des Riesenhirsch-Geweihes von Klinge bei Kottbus. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, 1891, S. 190—191. Berlin 1891.

— : Neue Notizen über *Cervus megaceros* var. *Ruffii* NHRG. und über das diluviale Torflager von Klinge bei Kottbus. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, 1892, S. 3—8. Berlin 1892.

— : Neuere Beobachtungen in bezug auf das diluviale Torflager von Klinge bei Cottbus. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, 1892, S. 27—28. Berlin 1892.

— : Bemerkungen zu CREDNER's Arbeit über die geologische Stellung der Klinger Schichten. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, 1892, S. 158—164. Berlin 1892.

— : Über Wirbeltierreste von Klinge. — N. Jb. Min. usw., 1895, I, S. 181—208. Stuttgart 1895.

— : Das geologische Alter des unteren Torflagers von Klinge bei Cottbus. — (Ref. N. Jb. Min. usw., 1899, II, S. 344. Stuttgart 1899.)

Pohlig, Hans: Die Cerviden des thüringischen Diluvial-Travertines mit Beiträgen über andere diluviale und über recente Hirschformen. — Palaeontographica, **39**, S. 215—262, Taf. 24—27. Stuttgart 1892.

Raven, Th.: *Megaceros euryceros latifrons* subsp. nov.. — Arch. 1935, Zeeuwsch Genootsch. Wetensch., S. 178—206, Taf. Middelburg 1935.

Reynolds, S. H.: Monograph on the British Mammalia of the Pleistocene Period. The Giant Deer. — London 1929.

Rhumbler, Ludwig: Hat das Geweih des Damhirsches (*Dama dama* L.) eine morphologische Drehung erfahren? — Zool. Anz., **42**, S. 577—586. 1913.

— : Der Arterienverlauf auf der Zehnerstange von *Cervus elaphus* L. und sein Einfluß auf die Geweihform. — Z. wiss. Zool., **115**, S. 337—367, Taf. 6. Leipzig 1916.

— : Injektionspräparate der Arterienwirbel an den Wachstumsenden von Hirschkolbengeweihen. — Verh. deutsch. zool. Ges., 1929, S. 67—72. Leipzig 1929. [1929 a.]

— : Zur Entwicklungsmechanik von Korkziehergeweihbildungen und verwandter Erscheinungen. — Wilh. Roux' Arch. Entwicklungsmechanik Organismen, **119**, S. 441—515. Berlin 1929. [1929 b.]

Schroeder, H. & Stoller, J.: Wirbeltierskelette aus den Torfen von Klinge bei Cottbus. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1905, **26**, S. 418—435. Berlin 1908.

Soenderop, F. & Menzel, H.: Interglaziale, paludinenführende Ablagerungen von Phöben bei Werder (Mark). — Z. deutsch. geol. Ges., **61**, 1909, Mber., S. 57—61. Berlin 1909.

— : Bericht über die Exkursion nach Phöben am 24. März 1910. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, 1910, Mber., S. 623—633. Berlin 1911.

Soergel, Wolfgang: *Cervus megaceros mosbachensis* n. sp. und die Stammesgeschichte der Riesenhirsche. — Abh. senckenb. naturf. Ges., **39**, 1927, S. 365—408, Taf. 17—20. Frankfurt a. M. 1927.

Stoller, J.: Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) von Norddeutschland. III. Phöben, Kohlhasenbrück, Quackenbrück. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 330—340. Berlin 1926.

Urschrift eingegangen am 13. November 1937

Druckauftrag erteilt am 27. Februar 1939

Die Geologie des Gebietes von Kirchenpingarten-Kemnath

Von Erich von Prosch, Erlangen

Tafel 3 und 3 Abbildungen

Inhalt

Seite

Vorwort 133
Einleitung 133
A. Das Perm und die permotriadischen Grenzschichten 134
I. Das Oberrotliegende, ro 134
II. Die permotriadischen Grenzschichten, ptr 137
B. Der Buntsandstein 140
I. Der Untere Buntsandstein, su 140
II. Der Mittlere (Haupt-) Buntsandstein, sm 140
a) Die Konglomeratstufe, sma 141
b) Der höhere Hauptbuntsandstein, smb 142
III. Der Obere Buntsandstein (Röt), so, einschließlich des Hauptkarneolhorizontes, ∂ und die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein 143
a) Die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein 143
b) Das untere Röt, so1 143
c) Der Hauptkarneolhorizont, ∂ (= Weidenberger Karneolhorizont Steinlein's) 144
d) Das obere Röt, so2 146
C. Der Muschelkalk 149
I. Der Untere Muschelkalk (Wellenkalk), mu 149
a) Der Pflanzensandstein, mus und die Röt—Muschelkalk-Grenze . . 149
b) Der höhere Wellenkalk 152
c) Die Orbicularis-Schichten, o 155
II. Der Mittlere Muschelkalk, mm 155
III. Der Obere (Haupt-) Muschelkalk, mo und die Lettenkohle, ku 156
a) Die Trochitenschichten 156
b) Der übrige Hauptmuschelkalk und die Lettenkohle 157
D. Tertiärer Vulkanismus 160
E. Jüngste Ablagerungen und Oberflächenformen 161
F. Tektonik 163
G. Zusammenfassung 166
Aufgenommene Profile 167
Schriften 173

Vorwort

Die vorliegende Untersuchung des Triasgebietes von Kirchenpingarten—Kemnath gründet sich auf Geländearbeiten, die in den Jahren 1935—1937 durchgeführt wurden. Den Auftrag zur Ausführung dieser Arbeit erteilte mir 1935 Herr Prof. v. Freyberg; ihr Ziel war, die Faziesverhältnisse im Perm und der Unteren und Mittleren Trias dieses an Aufschlüssen armen Gebietes zu klären und die bis jetzt wenig bekannte Tektonik zu untersuchen. Eine genaue geologische Aufnahme erwies sich dazu als unbedingt notwendig. Nach einigen Übersichtsbegehungen im Herbst 1935 begann ich in den Semesterferien 1936 mit der genauen Kartierung, die ich im Sommer und Herbst 1937 fortsetzte und zu Ende führte.

Es ist mir ein Bedürfnis, an dieser Stelle meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. v. Freyberg, meinen herzlichsten Dank auszusprechen für die stete Hilfsbereitschaft, mit der er mich bei der Ausführung der Geländearbeiten wie auch bei der Auswertung der Ergebnisse im Geologischen Institut zu Erlangen unterstützte. Auch möchte ich hier allen denen danken, die mir außerdem bei dieser Arbeit behilflich waren.

Einleitung

Zwischen der Böhmischen Masse und dem Frankenjura erstreckt sich in herzynischer Richtung ein schmaler Perm-Triasstreifen, der beiderseits von Bruchlinien begrenzt wird und auch in sich stark zerbrochen und in Einzelschollen zerlegt ist. Sein nördlicher Teil wird von den Quellflüssen des Mains entwässert, hier finden sich junge, tief eingeschnittene Täler, die von der überall im Einzugsgebiet des Rheins herrschenden starken Erosionstätigkeit zeugen. Im Süden dagegen erstreckt sich eine ausgeglichene, flachwellige, weithin von mächtigen Schottermassen bedeckte Landschaft mit breiten flachen Talmulden, in denen die Quellflüsse der Naab träge dahinziehen. Seit Gümbel haben hauptsächlich Dorn (1932), Gevers (1927), Heim (1933), Kautzsch (1933), Knetsch (1929) und Weiss (1932) über dieses Gebiet gearbeitet, mit den Rotliegendvorkommen weiter südlich haben sich u. a. Osswald (1921), de Terra (1925) und v. Königswald (1929) beschäftigt, und Wurm (1933, 1934) hat in letzter Zeit wertvolle morphologisch-tektonische Untersuchungen in diesem Gebiet ausgeführt. Diese Autoren haben aber entweder nur Einzelgebiete bearbeitet, oder sie konnten in ihren Übersichtsarbeiten über größere Gebiete nicht genügend auf die Einzelheiten eingehen, die man aber besonders in Gegenden mit schnell wechselnder Fazies nicht vernachlässigen darf, wenn nicht Fehler in der Beurteilung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse unterlaufen sollen. Erst in letzter Zeit hat Goller (1935) die Stratigraphie und Tektonik des Buntsandsteingebietes von Weidenberg sehr genau aufgenommen, und Steinlein (1938) hat durch seine Untersuchungen südlich von Kulm-

bach die Lücke zwischen dem Weidenberger und dem Südthüringischen Buntsandsteingebiet geschlossen.

Meine Aufgabe war es nun, die faziellen Veränderungen von Perm und Trias in dem nach Südost anschließenden Gebiet zu untersuchen, in welchem Buntsandstein und Muschelkalk ihre östlichste Verbreitungsgrenze überhaupt am Westrand der böhmischen Masse erreichen, und zugleich die tektonischen Verhältnisse dort nach Möglichkeit zu klären. Die Aufschlußarmut der Gegend südlich der Main—Naab-Wasserscheide erschwerte die Arbeit und machte ein genaues Verfolgen auch kleinster Aufschlüsse notwendig. Eine weitere Schwierigkeit bestand in dem Fehlen guter topographischer Karten. Für den Norden und Westen des Gebietes standen nur die Blätter Bayreuth-O und Tirschenreuth-W (ohne Höhenlinien) im Maßstab 1:50 000 zur Verfügung, von denen für die Geländearbeit auf phototechnischem Wege Vergrößerungen hergestellt wurden. Für die Profilaufnahmen mußte ich zahlreiche Höhenmessungen (mit dem Paulin'schen Barometrischen Höhenmesser) ausführen. Für den Südostteil des Gebietes konnte ich dagegen das Blatt Kemnath 1:25 000 mit Höhenlinien benutzen. Zur Festlegung von Schichtgrenzen oder Störungen an schwach überschotterten oder sonst schlecht aufgeschlossenen Stellen benutzte ich teilweise mit Erfolg den Pirkhauer-Bohrer.

Meine Untersuchungen erstrecken sich auf das Perm und die Untere und Mittlere Trias. Über den Keuper liegt die Arbeit von Knetsch vor. Den Muschelkalk hat zwar Gevers in seiner großzügig angelegten, aber doch auch im einzelnen meist ziemlich genauen Arbeit schon untersucht, doch konnte ich seine Ausführungen teilweise ergänzen oder berichtigen.

Die Grenzen meines Gebietes sind geologisch-geographischer Art, sie werden im Nordosten vom Abfall des Schiefergebirges, im Nordwesten von der Rhein—Donau-Wasserscheide auf der Linie Kirmsees—Langengefäll gebildet, im Süden und Osten von den Höhen des Mittleren Keupers, der nicht mehr in die Arbeit einbezogen wurde.

A. Das Perm und die permotriadischen Grenzschichten

I. Das Oberrotliegende, ro

Das Rotliegende zieht sich, aus dem Weidenberger Gebiet her kommend, als ein schmaler Streifen von roten Fanglomeraten und teilweise dolomitischen Arkosesandsteinen am Südrand des alten Gebirges entlang, um in der Gegend von Aign, nördlich Kulmain, auszukeilen. Es fällt, wie schon Gümbel bemerkt (1868, S. 671), in seinen liegenden Partien mit etwa 22—25° vom alten Gebirge weg, die Neigung der Schichten wird aber nach oben zu flacher und beträgt an der Grenze gegen die hangenden permotriadischen Grenzschichten nur mehr 18—15°. Seine Mächtigkeit ist hier etwa 200—250 m. Eine genaue Grenzziehung gegen das Schiefergebirge ist sehr schwer durchzuführen, da die Grenze weithin von mächtigen jungen Schuttmassen überdeckt ist, die sich noch dazu, besonders im westlichen Teil des Gebietes, vom verwitterten Rotliegend-Material nach Aussehen und Zusammensetzung kaum unterscheiden, was sich ja aus dem für diese beiden verschiedenaltrigen Schuttformationen gleichartig gebauten Lieferungsgebiet erklärt. Goller hat das für das benachbarte Weidenberger Gebiet näher ausgeführt, in dem die gleichen Verhältnisse herrschen. Man kann zur Abgrenzung morphologische

Erscheinungen zu Hilfe nehmen, so besonders die Neigung des Rotliegenden zur Bildung von Wasserrissen und zur starken Eintiefung von Hohlwegen, die der Grund dafür ist, daß man in diesem Gebiet oft zwei oder drei alte Hohlwege neben dem jetzt benutzten Fahrweg findet. Wenn diese Hohlwege und Wasserrisse, sich rückwärts einschneidend, das alte Gebirge erreicht haben, werden sie meist schnell flacher oder hören ganz auf.

Da so die Liegendgrenze des Rotliegenden nirgends befriedigend erschlossen ist, ließ sich nicht entscheiden, ob das Rotliegende dem alten Gebirge normal auflagert oder an einer Störung dagegen verworfen ist. Nach der allgemeinen Lagerung möchte ich aber annehmen, daß es im Westen ebenso wie im nordwestlich angrenzenden Gebiet dem Abfall des Schiefergebirges ungestört auflagert, während wir allerdings im Osten, in der Gegend von Aign, eine Störung annehmen müssen, was sich auch aus dem Abstoßen der hangenden Schichten gegen das alte Gebirge ergibt.

Ebenso wie die Liegend- ist auch die Hangendgrenze schlecht erschlossen, da sie meist von den Schottern verdeckt wird, die sich über weite Strecken des ganzen Gebietes hinziehen. Wo sie aber, in Gräben, an Talhängen usw., verfolgt werden konnte, zeigt sich, daß eine scharfe Grenze gegen das Hangende überhaupt nicht besteht, sondern daß das Rotliegende ganz allmählich in die jüngeren permotriadischen Grenzschichten übergeht.

Die untere Partie des Rotliegenden ist im Nordwesten des Gebietes in einem Wasserriß aufgeschlossen, der sich etwa 350 m nördlich von Eckartsreuth im Wald befindet, wenig oberhalb der Stelle, wo sich der Weg von Eckartsreuth nach Norden am Waldrand gabelt. Man findet hier tiefrote und rötlichgraue, teilweise stark verfestigte, ± sandige Tone mit ganz geringem Glimmergehalt, die mit eckigen und scharfkantigen, zum Teil aber auch stark gerundeten Quarzen, Phylliten und auch dunklen Quarziten der verschiedensten Größe regellos durchspickt sind. Die Gerölle sind meist frisch, zum geringeren Teil ziemlich stark zersetzt. Dazwischen erstrecken sich rasch auskeilende konglomeratische Lagen und Linsen von tonigem Feinsand ohne Gerölle, meist rot, aber auch gelblich oder weiß, gelegentlich durch Mn-Mulm schwarzbraun gefleckt. Im oberen Teil der aufgeschlossenen Partie finden sich geringmächtige, grobe und feinere Lagen, die durch ein gelbes oder gelbbraunes dolomitisches Bindemittel stärker verfestigt sind. Dieselben Schichten, mit wechselnd starker Schuttführung, traten gelegentlich zutage (an Wegrändern, in kleinen Wasserrissen, Baumlöchern o. ä.), im Göppmannsbach wenig nördlich des eben beschriebenen Aufschlusses, am steilen Ostufer des Heidenaabtales unterhalb Muckenreuth (am Nordausgang des Dorfes steht am Bach Phyllit an), am steilen Westhang der Höhe 575 südlich Grub, östlich von Lienlas, in einem Entwässerungsgraben in einer Senke halbwegs zwischen Fuchsendorf und Ahornberg, an der Nordseite des Flötzbaches unterhalb dieses Ortes (wenig oberhalb davon, nahe dem südlichsten Haus steht im Bach Phyllit an), und südlich Plößberg. Etwas besser aufgeschlossen fand ich sie im westlichen Hohlweg, der von Dennhof nach Norden geht (etwa 200 m nördlich vom Bach; hier zeigten sich neben sehr groben Lagen auch feinkörnige geröllarme Schiefertone, tiefrot mit kleinen weißlichen runden Flecken), außerdem in den Hohlwegen, die von Lienlas nach Norden und Nordosten führen, im Hohlweg vom Südausgang Lienlas nach Ahornberg, und an einem Feldweg direkt nördlich der Bahn, östlich Lenau. Im übrigen treten aber im östlichsten Teil unseres

Gebietes die groben roten Fanglomerate ganz zurück gegen bunte, teilweise dolomitische Arkosesandsteine. Der Dolomitgehalt wird nach Osten hin stärker, die graugelben, auch violettrot gefleckten, dolomitischen Knollen und Bänke weisen schon bei Lienlas eine größere Mächtigkeit auf als weiter westlich.

Nach dem Hangenden zu nimmt die Schuttführung ab, es folgt nun eine Serie von braun- und ziegelroten, z. T. tonigen, mittel- bis feinkörnigen Sanden mit meist nur kleinen Geröllchen und stellenweise ziemlich starkem Feldspatgehalt. Diese Zone ist aber nirgends befriedigend aufgeschlossen und tritt nur ganz gelegentlich zutage oder kann erschürft werden, z. B. am Osthang des Heidnaabtales südlich Muckenreuth oder am Westhang der Höhe westlich Dennhof.

Nach oben folgen wieder gröbere Ablagerungen, die ich im Frühjahr 1937 am Abhang südwestlich von Dennhof verhältnismäßig gut aufgeschlossen fand, in einer Grube am Feldrand 100 m nördlich von der Straße Kirchenpingarten—Lienlas, etwa 250 m unterhalb (westlich) der Abzweigung nach Dennhof. Beim ersten Anblick gleichen diese Schichten durchaus den oben beschriebenen groben Fanglomeraten, doch ändert sich der Geröllinhalt, indem zu den sehr häufigen Quarzen, Phylliten (z. T. serizitisiert), Quarzitschiefern und gelegentlich Lyditen eine große Anzahl von wenig abgerollten Porphyrbrocken hinzutritt. Diese haben eine andere Zusammensetzung als die bei Lenau und Aign anstehenden Porphyre, ihr Herkunftsgebiet ist mir unbekannt. Außerdem schieben sich Lagen ein, die sehr reich sind an ziemlich frischen, kaum kantengerundeten rötlichen Feldspäten bis zu 2,5 cm Größe. Knollige Lagen von gelblichem Dolomit sind auch hier vorhanden. Etwa 2 m unterhalb dieses Aufschlusses tritt am Abhang eine Lage von fettem grauem Ton zutage, die aber anscheinend nur geringe Dicke hat.

Im Westen unseres Gebietes werden diese Ablagerungen dann wieder feinkörniger und gehen unmerklich in die permotriadischen Grenzschichten über. Im Osten dagegen schalten sich Arkosesandsteine ein, die bei abnehmender Geröllführung ständig mächtiger werden und in tiefere Schichten hinabreichen, so daß sie bei Lenau und Aign absolut vorherrschen, soweit sich das bei dem Mangel an guten Aufschlüssen übersehen läßt. Bei Fuchsendorf kommen (hinter dem östlichsten Haus etwa 100 m nördlich von der Straße) am Rande eines Gehölzes als hangendste Schichten des Rotliegenden hellgraue, grobe Feldspatsandsteine zum Vorschein, die eine luckig-poröse Beschaffenheit haben und stellenweise braunschwarze Butzen von Mn-Mulm enthalten oder dunkel getüpfelt sind. Ich fand darin eckige Quarze bis zu 6 cm Durchmesser und frische rötliche Feldspäte bis zu 2 cm Länge, mit gut erhaltenen Kristallflächen und eingewachsenem dunklem Glimmer und Chlorit. Ein ganz verschwindend geringer Karbonatgehalt war noch nachweisbar. Etwa $^3/_4$ km weiter südöstlich fand ich in einem frisch ausgehobenen Entwässerungsgraben in einer Senke, etwa 80 m nördlich von der Straße nach Immenreuth, rote, gelbgraue, weiße und gefleckte, fein- bis mittelkörnige Arkosesandsteine, wechsellagernd mit festen, sandigen, roten Tonen und schnell auskeilenden, stark geröllführenden Bänken mit großen, gut erhaltenen Feldspäten. Dolomitische Lagen waren auch hier zu beobachten. (Wenn man diesen Graben nach Norden, also nach dem Liegenden zu, verfolgt, trifft man in seinem oberen Ende wieder auf die anfangs beschriebenen roten Fanglomerate der unteren Rotliegend-Partie.) Dieselben Schichten erscheinen wieder in Lenau, im Bachbett nördlich der Bahnlinie und südlich

davon direkt im Ort, in Gestalt einer Serie von roten, z. T. weißgefleckten, glimmerführenden, sandigen Letten und mächtigen Bänken von mürben, hellgrauen oder rötlichen ± tonigen Arkosen, teils dolomitisch, teils durch feine braune Tüpfelung auf einen ehemaligen Karbonatgehalt hinweisend. Quarzgerölle kommen vereinzelt vor. Etwas weiter nach dem Hangenden zu, noch im Ort, schalten sich leicht eingekieselte, schwach dolomitische, graue mittelkörnige, feste Bänke ein. Der östlichste Aufschluß im Rotliegenden findet sich in einem tiefen Wasserriß östlich von Lenau im Wald, etwa 150 m nördlich der Bahnlinie. Auch hier sehen wir einen Wechsel von stark verfestigten roten und weißfleckigen, z. T. schwarzgetupften sandigen Tonlagen und ± tonigen, mittel- bis feinkörnigen Arkosesandsteinen, mit Einlagerungen von gröberem Korn und vielen kantigen Feldspäten (bis zu 1 cm lang), dazwischen grünlichgelbe dolomitische Knollen und seitlich auskeilende harte Bänke. Größere Gerölle konnte ich nicht finden. Ganz ähnliche rote, helle und braune, mulmige Sande erscheinen auch wenig südwestlich im Ostende des Bahneinschnittes.

Wir sehen also in meinem Gebiet einen starken Fazieswechsel von West nach Ost, der den Einfluß eines anderen, jedenfalls granitischen Liefergebietes im Osten oder Süden anzeigt, wobei die Arkosefazies in den höheren Horizonten immer weiter nach Westen vordringt. Die Ablagerungen im Westteil des Gebietes zeigen die gleiche Zusammensetzung wie in der benachbarten Weidenberger Gegend, während die dolomitischen Arkosen des Ostens anscheinend eine starke Ähnlichkeit haben mit den „roten Fanglomeraten und Arkosen", die de Terra und Oswald aus dem Oberrotliegenden des Erbendorfer Gebietes (8—9 km südöstlich) beschreiben. Doch sind gerade im Oberrotliegenden bei Erbendorf die Aufschlüsse auch recht schlecht, so daß eine genauere Parallelisierung schon aus Aufschlußmangel nicht durchgeführt werden kann. Dabei ist es fraglich, ob sie bei der lokal sehr verschiedenen Ausbildung der einzelnen Rotliegend-Becken des bayerischen Ostens und Nordostens überhaupt möglich wäre.

Aus der Lagerung des Rotliegenden muß ich auch für die dolomitischen Arkosen im Osten meines Gebietes ein oberrotliegendes Alter ableiten, im Gegensatz zu Kautzsch; bitumenhaltige Lagen, die der Brandschieferzone des Unterrotliegenden entsprechen sollen, konnte ich nirgends auffinden, tonige Lagen bei Zweiflau gehören sicher schon in die permotriadischen Grenzschichten.

Ein Problem für sich bilden noch die Porphyre, die bei Lenau (nördlich des Ortes, rechts und links vom Wege direkt hinter der Bahn-Straßenkreuzung) und östlich Aign (direkt östlich der Straße nach Marktredwitz) auftreten. Die Umgebung dieser Porphyrstöcke ist aber so stark unter Schuttmaterial vom benachbarten Schiefergebirge begraben, daß ich nicht feststellen konnte, ob der Porphyr tatsächlich im Rotliegenden steckt oder nicht vielleicht an der (hier jedenfalls tektonischen) Grenze gegen das Schiefergebirge. Diese Frage bleibt also noch zu klären.

II. Die permotriadischen Grenzschichten, ptr

Wenn man die Schichten des Oberrotliegenden ins Hangende weiter verfolgt, stellt sich nun eine etwa 70—90 m mächtige Serie von feinen roten und hellen Tonsanden ein, abwechselnd mit Feldspatsanden, die z. T. wieder

ziemlich grobkörnig werden und Gerölle führen, meist locker geschichtet sind, aber auch halbfelsigen oder felsigen Charakter annehmen können und gelegentlich dolomitische Partien enthalten, bis schließlich die lockeren und tonigen Schichten des Unteren Buntsandsteins zum Hauptbuntsandstein überleiten. Kautzsch (1933) hat, den Untersuchungen v. Königswald's (1929) im Weidener Becken folgend, für unser Gebiet zuerst darauf hingewiesen, daß wir hier wahrscheinlich einen terrestrischen Vertreter des Zechsteins vor uns haben (das Zechstein-Meer reichte ja nicht bis in unsere Gegend), und Goller hat das für das benachbarte Weidenberger Gebiet näher ausgeführt (vgl. auch für Schlesien Scupin [1931], für Westdeutschland F. Meyer [1913] und Wilser [1934]). Zwar sind in meinem Gebiet gerade die Karneoldolomite, von denen die Überlegungen von Kautzsch und v. Königswald ausgingen, nur ganz untergeordnet entwickelt, doch lassen sich im übrigen diese Ablagerungen, die sich als ein breiter Streifen zwischen dem Rotliegenden und dem Buntsandstein erstrecken und auch in ihrer Lagerung den hangenden und liegenden Schichten durchaus parallel laufen, ohne Unterbrechung von Nordwesten her in mein Gebiet verfolgen. So müssen wir sie auch hier als ein zeitliches Äquivalent des Zechsteins bzw. als Übergangsschichten zwischen Perm und Trias auffassen.

Da sich der Übergang nach dem Liegenden wie nach dem Hangenden ganz allmählich vollzieht, kann eine Grenzziehung natürlich nur rein subjektiv erfolgen und wird leicht etwas willkürlich erscheinen. Ich schließe mich der Goller'schen Einteilung an, indem ich das Rotliegende mit den feineren sandig-tonigen Ablagerungen aufhören lasse, die über den oberen Fanglomeraten auftreten, und die hangenden lockeren Tonsande, Arkosen und feinerkörnigen Fanglomerate zu den permotriadischen Grenzschichten rechne.

Deren unterster Teil ist knapp 100 m südlich Eckartsreuth aufgeschlossen, im Hohlweg nach Kirchenpingarten, in Gestalt von lockeren, feinkörnigen, ziegelroten tonigen Sanden mit einzelnen gröberen Quarzkörnern und z. T. noch kantigen, kleinen Feldspäten, dazwischen ziehen unregelmäßige gröbere Zonen von graugelber oder weißlicher Farbe durch, die auch teilweise braungefleckt sind und gelegentlich etwas größere Gerölle enthalten. Auch gelbliche Lagen mit dolomitischem Bindemittel kommen vor. Dieselben Schichten finden sich am Ostausgang von Fuchsendorf, bei den letzten Häusern rechts und links der Straße, nur daß hier die hellen, schwarzbraun getüpfelten Partien einen größeren Raum einnehmen; außerdem in einer ziemlich großen, jetzt stark verrutschten Sandgrube an der Straße Fuchsendorf—Immenreuth, nicht ganz 1 km östlich Fuchsendorf (nicht weit im Liegenden finden wir hier die bereits beschriebenen Oberrotliegend-Arkosen in einem Wassergraben).

Nach oben folgen nun in stetem Wechsel tiefrote glimmerführende Tone, rote und graue tonige Feinsande, die nur selten kleine Gerölle enthalten, gröbere, meist helle, weiße oder gelbliche lockere Sande und mürbe, stellenweise braungetüpfelte, fein- bis grobkörnige Sandstein- und Arkosebänke, die alle von schwankender Mächtigkeit und gar nicht horizontbeständig sind, sondern seitlich auskeilen und sich gegenseitig ersetzen können. Kantige, rötliche Feldspäte, teils noch ganz frisch, teils jedenfalls erst nach ihrer Ein-

bettung zersetzt, kommen in fast allen Lagen in verschiedenen Größen vor, ebenso stellen sich sehr häufig kleinere Gerölle oder Geröll-Lagen ein, doch fand ich nirgends welche, die einen Durchmesser von 4 cm überschritten hätten. Helle und dunkle Quarze herrschen absolut vor, selten sind Quarzit- und Kieselschiefer. An einer Stelle fanden sich auch kleine, stark zersetzte Granitgerölle. Größere Aufschlüsse in diesen Schichten sind kaum vorhanden, doch fand ich sie an vielen Stellen gut erkennbar erschlossen, so in mehreren Baugruben in Kirchenpingarten und an den Wegrändern im Süden des Ortes, gegen den „Schnackenbühl" zu. Am Ostausgang von Kirchenpingarten stehen auch hierher gehörige Sandsteine an, in denen ein Keller angelegt ist (zur Gastwirtschaft Wildenauer). Es ist ein weißer, gleichmäßig fein- bis mittelkörniger Feldspatsandstein, der nach oben hin gröber und mürber wird, mit stark zersetzten Feldspäten. Bei der Verwitterung wird eine feine Schichtung erkennbar. Sonst finden sich diese Schichten noch in Sandgruben rechts und links der Straße Kirchenpingarten—Immenreuth, weiter in Sandgruben im Wald südlich von Fuchsendorf, bei den einzelnen Häusern von Tiefenlohe westlich Immenreuth, nördlich vom Bahnhof Immenreuth und 0,5 km südwestlich von Lenau (infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse dieses Gebietes war die Zugehörigkeit dieses letzten Aufschlusses nicht einwandfrei festzustellen, er könnte seiner Ausbildung nach auch schon zum Buntsandstein gerechnet werden). Das östlichste Vorkommen von permotriadischen Grenzschichten fand ich westlich Aign, noch westlich von der Straße nach Wunsiedel, am Waldrand südlich der Bahnlinie, wo in einem kleinen Wasserlauf roter glimmerführender Ton und weiße, sehr fein- (bis mittel-)körnige Sande mit schwarzen kohligen Butzen von Fe-Mn-Mulm anstehen.

Die hangendsten Schichten der permotriadischen Grenzschichten bilden eine Zone, die ich an verschiedenen Stellen wiederfinden konnte, die also einigermaßen horizontbeständig ist und der obersten Karneol-Dolomit-Zone im Weidenberger Gebiet entsprechen dürfte. Auf den Feldern auf dem Schnackenbühl bei Kirchenpingarten, wenig nördlich vom Waldrand, finden sich zwischen ziegelroten feinkörnigen Tonsanden Knollen von graugelbem hartem Dolomit und Dolomitsandstein; ich konnte die Bank auch anstehend finden, dort wo der Feldweg, der von Norden nach Süden über die Anhöhe läuft, wenig nördlich vom Waldrand etwas eingeschnitten ist. In die gleiche Zone gehört eine stellenweise leicht eingekieselte, rötliche Feldspäte führende, braungetüpfelte „Tigersandstein" ähnliche Bank, die von ziegelroten tonigen Feinsanden über- und unterlagert wird. Sie findet sich an dem Weg, der von Fuchsendorf nach Südsüdosten führt, knapp 1 km vom Ort, kurz nach dem Überschreiten eines kleinen Wasserlaufs, und weiter nach Südosten, bei den nordwestlichsten Häusern von Gabellohe (westlich von Immenreuth), nördlich der Bahn am Waldrand. Hier liegen auch beiderseits der Bahn auf den Feldern Rollstücke aus der oben beschriebenen Dolomitbank und karneolisierte Sandsteinbrocken, die ich aber nicht anstehend gefunden habe. Dies ist die einzige Stelle in meinem Gebiet, wo ich in den permotriadischen Grenzschichten Karneolbildung feststellen konnte. Es kann sich dabei nicht um (etwa beim Bahnbau) verschlepptes Material handeln, da die sonst nur in Frage kommenden Karneole des Oberen Buntsandsteins in diesem Gebiet nicht dolomitisch sind. Über die Erklärung derartiger Karneoldolomite als fossile Oberflächenbildung in ariden Gebieten siehe unten.

B. Der Buntsandstein

I. Der Untere Buntsandstein, su

Zwischen die permotriadischen Grenzschichten und den konglomeratischen unteren Teil des Mittleren Buntsandsteins schaltet sich eine Serie von Sanden ein, die man, da sie den Übergang von den permotriadischen Grenzschichten zum Mittleren Buntsandstein darstellen und eine Diskordanz sich nicht nachweisen läßt, für Äquivalente des Unteren Buntsandsteins halten muß. Eine scharfe Gliederung in liegende Bröckelschiefer und eine hangende Sandsteinschieferpartie, wie sie weiter nordwestlich von Loretz (Kartenblatt Steinach und Sonneberg) durchgeführt wurde, ist hier nicht mehr möglich. Die unteren Partien schließen sich in ihrer Ausbildung an die permotriadischen Grenzschichten an, es sind lockere, z. T. Gerölle und ± kantige Feldspäte führende Sande, gelegentlich stark tonig oder mit Tonzwischenlagen. Sie sind von meist roter, aber auch grauer Färbung, dazwischen kommen Lagen von sehr feinkörnigem, tonigem Sand vor. Eine Feinschichtung ist stellenweise zu beobachten. Nach dem Hangenden zu werden die Sande gröber, Tonschmitzen und ziemlich grobe, teilweise stark zersetzte Feldspäte kommen weiterhin darin vor, sie unterscheiden sich dann nur noch durch das Fehlen großer Gerölle von der hangenden Konglomeratstufe. Diese Schichten sind nur schlecht erschlossen; ich fand sie in kleinen Sandgruben am Osthang des Tales westlich Kirchenpingarten, etwa 150 m nördlich der Straße (im Liegenden des an der Straße aufgeschlossenen konglomeratischen Sandsteines), dann dicht südlich dieser Straße am Hang unterhalb Punkt 537,3. Auch bei den Häusern von Gabellohe südlich der Bahnlinie sind sie in Sandlöchern und Baugruben zu beobachten. Hier sind sie stellenweise so stark verfestigt, daß sie als Baustein benutzt werden konnten. Wenig nördlich von den südlichsten Häusern von Gabellohe sind zwei kleine verfallene Brüche in diesem Horizont angelegt. Die Mächtigkeit des gesamten Unteren Buntsandsteins läßt sich in meinem Gebiet nicht genau angeben, doch dürfte sie 50 m nicht überschreiten. Ich rechne hierbei die groben oder mittelkörnigen Sande mit wenig kleinen Geröllen, die im Weidenberger Gebiet nach Goller 40 m mächtig sind und von ihm schon in den Mittleren Buntsandstein gestellt werden, im Anschluß an Kautzsch und z. T. Steinlein noch zum Unteren Buntsandstein; eine scharfe Grenze dieser Sande gegen das Liegende läßt sich nämlich in meinem Gebiet nicht ziehen, während sich eine Grenze gegen das Hangende mit dem Auftreten der groben Gerölle zwanglos ergibt. Auf der Karte habe ich den Unteren Buntsandstein zu den permotriadischen Grenzschichten gezogen.

II. Der Mittlere (Haupt-) Buntsandstein, sm

Es ist schon mehrfach festgestellt worden, daß sich eine genaue Parallelisierung der einzelnen Horizonte des Buntsandsteins (wie auch aller anderen Triasschichten) in diesem randnahen Gebiet mit denen im Inneren des süd- und mitteldeutschen Beckens nicht durchführen läßt. Goller konnte auf Grund seiner in Weidenberg aufgenommenen Profile eine bis ins Feinste gehende Stratigraphie des Mittleren und Oberen Buntsandsteins aufstellen, betont aber selbst, daß diese von rein lokaler Bedeutung ist und die Ausbildung der einzelnen Unterglieder schon auf kurze Entfernung hin stark

wechseln kann. Seine Großeinteilung in „sma“ und „smb“ kann ich für mein südöstlich anschließendes Gebiet zwanglos übernehmen, während eine bis in die Einzelheiten gehende Feinstratigraphie hier aus Mangel an Aufschlüssen nicht durchführbar ist. Dabei fasse ich aber den Begriff der Konglomeratstufe (sma) etwas enger (s. o.) und ziehe die seinem „smc“ entsprechenden Schichten als „so1“ schon zum Oberen Buntsandstein, was weiter unten begründet wird.

a) Die Konglomeratstufe, sma

Die etwa 50 m mächtige untere Abteilung des Hauptbuntsandsteins ist konglomeratisch entwickelt; sie entspricht in ihrer stratigraphischen Stellung Dorn's „Kulmbacher Konglomerat“ in Oberfranken und dem „Eck'schen Konglomerat“ Südwestdeutschlands (vgl. Grupe, 1914). Doch möchte ich betonen, was Goller (1935, S. 25) näher ausführt, daß zwar in fazieller Hinsicht eine Übereinstimmung besteht, daß es aber durchaus nicht sicher ist, ob diese randnahen Sedimente auch zeitlich den konglomeratischen Ablagerungen im Inneren des Sedimentationsbeckens gleichzustellen sind. Es handelt sich hier um mittel- bis grobkörnige Sande und halbfelsige Sandsteine von roter oder hellgrauer bis gelblicher Farbe, die oft Kreuzschichtung oder eine grobe Bankung erkennen lassen, aber nirgends eine auf weitere Erstreckung hin durchgehende Schichtung zeigen. Dünne, meist rote Tonlagen und unregelmäßig eingestreute Tonschmitzen oder -gerölle sind nicht selten, außerdem enthalten sie Kieslagen von feinerem bis sehr grobem Korn und ganz regellos verteilt einzelne große Gerölle und Geröllnester. Zwischengeschaltet sind Lagen, die außerordentlich reich sind an großen Feldspattrümmern, meist mit gut erhaltenen Kristallflächen und -kanten. In den mürben Partien sind sie vollkommen kaolinisiert, während sie in den verkieselten halbfelsigen Lagen noch ganz frisch erscheinen. Von den Geröllen, die bis zu 10 cm Durchmesser erreichen, bestehen weitaus die meisten aus hellem oder rötlichem und grauem Quarz, dann grauen und rötlichen Quarziten, seltener finden sich schwarze oder schwarzgraue Lydite, verwitterte Gneise und Phyllite, stark zersetzte Granite und (?) porphyrische Gerölle, schließlich einige verwitterte Hornstein- oder Kieselgerölle, die jedenfalls aus aufgearbeiteten permotriadischen Grenzschichten herstammen. Sie sind teils stark abgerollt und gerundet, teils, besonders die Quarze, nur kantengerundet. Die Häufigkeit der großen Gerölle nimmt von unten nach oben ab. Windgeschliffene Gerölle sind nicht häufig, kommen aber vor, es fanden sich Zwei- und Mehrflächner, auch die sog. „Sargdeckel“formen. Aufgeschlossen ist die Konglomeratstufe in einigen Sandgruben an der Straße Weidenberg—Kirchenpingarten, oberhalb Waizenreuth, wo der in einigen Lagen sehr große Reichtum an kaolinisierten Feldspäten auffällt; weiter an derselben Straße, etwa 500 m westlich Kirchenpingarten, wo mittel- bis grobkörnige mürbe Sande mit halbfelsigen Lagen wechseln und reichlich sehr grobe Gerölle auftreten. Dorn hielt dieses Vorkommen allerdings für ein Äquivalent des „Hauptkonglomerats“ im oberen Hauptbuntsandstein, dieses ist aber in unserem Gebiet nicht entwickelt. Wenn man dem Talhang, an dem dieser Aufschluß liegt, nach Südosten folgt, findet man die Konglomeratstufe wieder in Reislas aufgeschlossen, z. B. hinter der Sägemühle, in Sandgruben wenig südöstlich vom Ort und in einem Hohlweg, der von dort nach Norden geht.

In Reislas ist auch ein über 20 m langer Keller (zum „Schloß" gehörend) in diesem Horizont angelegt. Wir befinden uns hier in den oberen Schichten der Konglomeratstufe, die Geröllführung ist in diesen Aufschlüssen nur gering; es kommen zwar zahlreiche Kieslagen, aber nur wenig große Gerölle vor. Das Korn bleibt weiterhin im allgemeinen sehr grob. Weiter nach Osten sind dann noch kleinere Aufschlüsse vorhanden; ich fand solche am Südhang des Schnackenbühl südlich Kirchenpingarten, im Wald westlich und nordöstlich von Schmetterslohe, an der Herrnmühle südlich Fuchsendorf, westlich und südlich von Gabellohe, nahe Punkt 504 südlich Immenreuth, und schließlich an dem großen, schon von Gümbel erwähnten Aufschluß etwa 500 m östlich vom Bahnhof Immenreuth. Hier konnte ich wenig nordwestlich von der großen Sandgrube lockere Sande und einige große Gerölle der Konglomeratstufe erschürfen, während ich den vorhandenen großen Aufschluß schon zum hangenden höheren Hauptbuntsandstein rechne.

b) Der höhere Hauptbuntsandstein, smb

Der Übergang von der unteren Stufe des Hauptbuntsandsteins zur oberen vollzieht sich allmählich, man kann keine scharfe Grenze ziehen; das Korn bleibt weiterhin grob bis mittel, weiterhin treten Kieslagen und sehr feldspatreiche Lagen auf. Doch fehlen von nun an die großen Gerölle, besonders aber treten die schon in der Konglomeratstufe vorhandenen Lettenlagen mehr in den Vordergrund, und die gesamten Ablagerungen erscheinen besser und auf weitere Strecken durchgehend geschichtet. Das Wasser hat zweifellos bei der Bildung dieser Sedimente eine größere Rolle gespielt; wir müssen das immer wiederkehrende Vorhandensein stehender, wahrscheinlich bald austrocknender Gewässer annehmen, in denen sich die Tone absetzen konnten, und die feine Kreuzschichtung, die besonders in dem oben erwähnten großen Aufschluß östlich vom Bahnhof Immenreuth ausgezeichnet zu beobachten ist, weist auf die Beteiligung fließenden Wassers hin. Der Immenreuther Aufschluß gehört in die unterste Partie des höheren Hauptbuntsandsteins, er zeigt noch sehr viel grobe Kieslagen, doch konnte ich keine Gerölle finden, die mehr als höchstens 4 cm ∅ aufwiesen. Es sind fast nur noch Quarze und auch Quarzite, ganz selten nur schwarze Kieselschiefer oder ein vereinzeltes Geröllchen von serizitisiertem Phyllit. Lagenweise angereicherte kaolinisierte große Feldspäte sind dagegen sehr häufig, auch kommen gelegentlich große Tongerölle vor. In den hangenden Partien des höheren Hauptbuntsandsteins nimmt die Häufigkeit der Kieslagen und kleinen Gerölle immer mehr ab, in demselben Maße, wie die roten und grünen Lettenlagen zunehmen. Ebenso nimmt die Korngröße der Sande allmählich nach oben hin ab, und es schalten sich sehr feinkörnige Lagen ein. — Der höhere Hauptbuntsandstein zieht sich, als breiter Streifen der Konglomeratstufe vorgelagert, östlich Immenreuth nach Süden, biegt dann nach Westen und Nordwesten um und zieht bei Langengefäll, nördlich Kirmsees, ins Weidenberger Gebiet hinüber. Infolge seiner meist lockeren Beschaffenheit bildet er kaum Höhenrücken und taucht nur gelegentlich unter der quartären Schotterbedeckung auf, so am Hang nordwestlich von Ziegelhütte, östlich Immenreuth, und südlich und südwestlich von Gabellohe. Dann fand ich kleine Aufschlüsse in diesen Horizonten in Sandgruben und an den Waldwegen, die von der Eisenbahnbrücke über die Heidenaab, nördlich Göppmannsbühl, nach Nordwesten und Nordosten gehen. Örtlich können

diese Schichten auch stärker verfestigt sein, so befindet sich westlich von Schmetterslohe, am Hang oberhalb eines Weihers, ein kleiner Steinbruch, in dem verkieselte Sandsteine des unteren höheren Hauptbuntsandsteins als Bausteine gebrochen werden. Die Gesamtmächtigkeit dieser Stufe beträgt zwischen 140 und 170 m.

III. Der Obere Buntsandstein (Röt), so, einschl. des Hauptkarneolhorizontes, $\hat{c}$ und die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein

a) Die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein

Die Grenzziehung zwischen dem Mittleren und Oberen Buntsandstein und die stratigraphische Stellung des Karneolhorizontes sind viel umstritten. In Norddeutschland wird der Karneolhorizont im allgemeinen als Abschluß des Mittleren Buntsandsteins angesehen und zu diesem gezogen. Dieser Auffassung hat sich zuletzt Dorn (1932) auch für unser Gebiet angeschlossen. In Bayern läßt man aber (übrigens seit Gümbel) das Röt mit der Karneolzone beginnen. In letzter Zeit haben Schuster (1933) für Unterfranken und Heim (1933) für Oberfranken mit Erfolg versucht, in diese Frage Klarheit zu bringen, sie rechnen — ebenso wie Reis und Kautzsch — diese Zone zum Oberen Buntsandstein. Goller schließt sich für das Weidenberger Gebiet ihnen an, bemerkt aber dabei, daß es ohne genaueste Aufnahme der Zwischengebiete unsicher bleiben müsse, ob dieser Horizont genau dem der übrigen Buntsandsteingebiete entspricht oder nicht vielleicht zeitlich schon Schichten des (höheren) Oberen Buntsandsteins in anderen Gegenden äquivalent ist.

Inzwischen hat nun Steinlein bei neuen Untersuchungen im Kulmbacher Gebiet festgestellt, daß der hauptsächlichste Karneolhorizont Oberfrankens (sein „Grenzkarneolhorizont") nicht dem Hauptkarneolhorizont Goller's entspricht. Zwischen Harsdorf und Ramsenthal, nördlich Bayreuth, stellt sich 40—45 m über dem ersteren ein neuer Karneolhorizont ein, der nach Süden an Mächtigkeit zunimmt und zweifellos im Hauptkarneolhorizont Goller's (den Steinlein „Weidenberger Karneolhorizont" nennt) seine Fortsetzung findet. Folgerichtig muß man Goller's „smc" (das Liegende des „Weidenberger Karneolhorizontes" einschließlich des „Grenzkarneolhorizontes") schon zum Oberen Buntsandstein rechnen, und ich lasse daher in meiner Gliederung das Röt mit diesen Schichten beginnen.

b) Das untere Röt, so1

Die untere Abteilung des Röts, die in meinem Gebiet höchstens 40 m mächtig wird (aus Mangel an Aufschlüssen konnte die Mächtigkeit nicht genau festgestellt werden), bildet den Übergang von den Schichten des Mittleren Buntsandsteins zum Karneolhorizont. Der Tongehalt nimmt stellenweise stark zu, rote und grüne Lettenlagen und -schmitzen sind häufig. Die Sande sind im allgemeinen von mittlerem bis grobem Korn, auch sie zeichnen sich durch zunehmende Buntfarbigkeit aus (jedenfalls durch höheren Fe-Gehalt bedingt), neben weißer und gelber, grünlicher und hellroter Färbung tritt

häufig eine dunkelrotviolette Tönung auf. Teils sehr locker, örtlich auch stark verfestigt, besonders nach oben hin, zeigen sie weiter einen starken Gehalt an zum Teil großen, kantigen Feldspäten, die je nach der Festigkeit des Gesteins noch recht frisch oder fast gänzlich kaolinisiert sind. Kleinere Gerölle kommen vor. Kristallkugeln wie bei Weidenberg sind hier kaum vorhanden, ich fand eine einzige ausgewitterte Karneoldruse auf einem Feld nördlich Beerhof. Dagegen finden sich von unten nach oben in zunehmender Menge dünne Schnüre, Knauern und Bänkchen von Karneol oder Jaspis, die das Gestein regellos durchziehen. Sie sind auch, allerdings selten, in den Tonlagen anzutreffen. Die Schichten des unteren Röts sind hie und da im Liegenden des Karneolhorizontes aufgeschlossen, wenn auch nirgends sehr gut. So finden sich Sandgruben am Hohlweg Tressau — Kirchenpingarten, etwa 350 m nördlich von Tressau am Fuße der Höhe 522. Sie zeigen fein- bis mittelkörnige bunte Sande mit groben Lagen, selten mit kleinen Geröllen und viel großen eckigen Feldspattrümmern, dazwischen unregelmäßige Lagen und Schmitzen von hellgrünen und rotvioletten Letten. Bunte tonige Sande und feste, weiße, grobkörnige Sandsteine mit Jaspisbändern stehen östlich der Höhe 508 beim nördlichsten Haus von Flinsberg an, an der Nordseite des Tales. Ganz ähnliche Sandsteine finden sich am Nordwesthang der Höhe 502, nördlich von Göppmannsbühl, und sie bilden auch eine ganz kleine Erhöhung etwa 200 m ostnordöstlich von Beerhof, während wenige 100 m östlich davon, am Südrand des „Großen Hirschbergweihers" in einer lockeren Partie dieser Zone eine Sandgrube angelegt ist, die weißen Sand, unten feiner, oben grobkörnig, mit sehr viel großen zersetzten Feldspäten und vereinzelten kleinen Quarzgeröllen zeigt; dicht darüber stehen gelbe und rote tonige Sande mit Karneolknauern an. Östlich Ziegelhütte, östlich von Immenreuth, sind an einem Prallhang des Bremenbaches mehrere Meter meist mittelkörniger Sande erschlossen, die mit bunten Letten wechsellagern. Im oberen Teil des Aufschlusses kommt Karneol vor.

c) Der Hauptkarneolhorizont, ŏ
(= Weidenberger Karneolhorizont Steinlein's) [1])

Durch weitere Zunahme des Karneolgehalts geht das untere Röt in den Hauptkarneolhorizont über, der hier eine Mächtigkeit von annähernd 15 m erreicht und in dessen oberem Teil mächtige Karneolbänke von nahezu 1 m Dicke entwickelt sind, wie ich sie in dieser großartigen Ausbildung sonst nur noch aus der Gegend von Stegenthumbach, bei Eschenbach (Obpf.), kenne, wo sie von Heim beschrieben worden sind (Bayerisches Oberbergamt, 1936, S. 145/146). Ihre Farbe wechselt von weißlich und hellgrünlich bis gelblich-braun, ist aber am häufigsten ein tiefes leuchtendes Rot, das gelegentlich ins Violette und Bläuliche spielt. Die Bänke sind aber in dieser Mächtigkeit nicht horizontbeständig, die Dicke wechselt stark, sie keilen streckenweise aus und setzen etwas höher oder tiefer wieder ein. Daneben kommen weiße und gelbe, auch rot, bräunlich oder hellgrünlich gefleckte feldspatführende Sande und harte,

1) In meinem Gebiet ist dieser Horizont der auffälligste Karneolhorizont, weshalb der Kürze wegen die alte Bezeichnung bleiben mag, ohne daß damit Steinlein's Ausführungen an Gültigkeit verlieren.

plattige Sandsteine vor, die teils fein-, teils grobkörnig sind, stark zur Bildung von Fe-Schwarten und -Rinden neigen und gelegentlich durch Fe-Mn-Mulm braunschwarz getüpfelt oder von luckig-poröser Beschaffenheit sind. Das weist auf einen ehemaligen Karbonatgehalt hin, ein solcher läßt sich aber jetzt nirgends mehr feststellen, im Gegensatz zu den Karneoldolomiten der permotriadischen Grenzschichten, wo in meinem Gebiet der Karneol gegenüber dem Dolomit ganz zurücktritt. Daneben treten in der Karneolzone weiter die bunten, meist leuchtend-roten, aber auch violett oder hellgrün gefärbten Letten auf, die schon die liegenden Schichten charakterisieren.

Über die Entstehung solcher Karneolanreicherungen sind verschiedene Ansichten ausgesprochen worden. Loretz hält sie noch für syngenetisch, aber in neuerer Zeit hat sich wohl allgemein die Auffassung durchgesetzt, daß es sich hier um fossile sekundäre Oberflächenverkrustungen in Trockengebieten handeln muß, wie sie rezent z. B. von Schneiderhöhn (1929), Passarge (1904), Kaiser (1926) aus dem südlichen West- und Zentralafrika beschrieben werden. Kalkowsky (1901) und neuerdings besonders Storz (1928/31) haben über die Vorgänge der Verkieselung und Einkieselung aufschlußreiche Arbeiten veröffentlicht. Über die klimatischen Voraussetzungen sagt Mortensen (bei Blanck, 1930): „Ausgedehnte Kieselsäureanreicherungen sind eigentlich nur in den weniger extremen Wüsten oder gar Halbwüsten beobachtet worden, so außer in der Namib auch in Nordamerika und der Kalahari", und wir haben oben gesehen, daß schon in den höheren Schichten des Mittleren Buntsandsteins sich auch in unserem Gebiet der Einfluß des Wassers immer stärker bemerkbar macht. Was die mangelnde Horizontbeständigkeit dieser klimatisch bedingten Bildungen über weite Strecken hin angeht, so muß man bedenken, daß dabei erstens die Oberflächenform des betreffenden Gebietes eine Rolle spielt, dann aber auch zu ihrer Ausbildung ein „Kurztreten" der Sedimentation Voraussetzung ist, was besonders in unserem randnahen Gebiet mit seiner schnell wechselnden Fazies nicht überall genau gleichzeitig eingetreten sein mag.

Der Hauptkarneolhorizont taucht wenig östlich von Kirmsees unter der Schotterüberdeckung hervor und zieht sich entlang der „Geiersleite" gegen Tressau hin. Östlich von hier tritt er auch morphologisch stark hervor, indem er die Höhe des „Feuerstein-" oder „Flints"berges bildet, der sich bis nördlich von Göppmannsbühl erstreckt. Er tritt hier, jedenfalls infolge tektonischer Störungen, auch weiter südlich (nördlich von Tauritzmühle) auf, und weiter nördlich, auf der Höhe 508 beim Ort Flinsberg. Östlich der Heidenaab bildet dieser Horizont die kleinen Anhöhen bei Beerhof und nördlich von Bleyer und verschwindet dann wieder unter den Schotterflächen zwischen Immenreuth und Oberbruck. Etwa $^3/_4$ km westlich von Kulmain tritt er nördlich des Bremenbaches noch einmal zutage, und einzelne Rollstücke von Karneol kann man auf den Feldern dort finden. Sein östlichstes Vorkommen liegt bei Aign, wo er im Ort in den Hohlwegen nach Norden und Westen und in Rollstücken auf den Feldern südlich des Dorfes zu beobachten ist. Beim Bau einer Wasserleitung konnte ich dort einwandfrei feststellen, daß es sich wirklich um den Karneolhorizont des Oberen Buntsandsteins handelt und nicht etwa, wie man nach der Lage annehmen könnte, um Karneolvorkommen in den permotriadischen Grenzschichten. Die sehr stark zer-

klüfteten und leicht zerspringenden Karneolbänke werden an der Geiersleite östlich von Kirmsees, bei Zenkenlohe östlich von Tressau und am Flintsberg nordwestlich von Göppmannsbühl in flachen Gruben gegraben und zum Beschottern der Feldwege verwendet (dadurch können Karneolbrocken sehr weit verschleppt werden!). Östlich Beerhof wurden auch quarzitische Sandsteinplatten dieses Horizontes als Bausteine gegraben. In früheren Zeiten soll der „Feuerstein" zur Herstellung von Feuerzeugen benutzt worden sein.

d) Das obere Röt, so2

Über dem Hauptkarneolhorizont folgen noch 22—25 m Oberer Buntsandstein. Es sind meist mittel- bis grobkörnige Arkosen und Sandsteine, wechsellagernd mit grünen und roten Letten. Durchgehende Bänke oder Schichten lassen sich nicht feststellen, die Ablagerungen wechseln schnell in horizontaler Richtung, Lettenlagen ersetzen Sande und umgekehrt. Gerölle sind noch zu finden, wenn auch wenig häufig, auch Karneol kommt noch bis dicht an die Obergrenze des Oberen Buntsandsteins gelegentlich vor. Harte felsige Bänke fand ich an der Geiersleite, südwestlich (im Hangenden) des dort zutage tretenden Karneolhorizontes; die gelblich-weißen, ziemlich grobkörnigen, feldspatführenden Sandsteine, die aus dem oberen Röt stammen, werden dort als Bausteine gebrochen. Ganz ähnliche Sandsteine bilden eine kleine Schwelle am Weg von Zenkenlohe nach Süden, wenig nordöstlich des Baches, und im Wald etwa 1 km nördlich von Tauritzmühle. Weiter östlich sind solche festeren Partien nicht mehr zu beobachten, das Gestein wird mürber, die Lettenlagen, die im Westen zurücktreten, nehmen zu. In Sandgruben und Hohlwegen kann man diesen Horizont am ganzen Nord- bzw. Westhang des Höhenzuges verfolgen, der von Heidenaab über Berndorf nach Oberbruck (Birkenbühl) und über Kulmain nach Nordosten sich hinzieht. Auch im Eisenbahneinschnitt nordöstlich von Kulmain, der jetzt leider sehr stark verwachsen ist, steht oberes Röt an (das Profil, das Kautzsch [1933, S. 65] dort aufnahm, gehört allerdings in seinem oberen Teil schon in den Muschelkalk). Weiße und rötliche Sandsteine und rote und graue Letten dieses Horizontes finden sich am Weg von Punkt 482 (nördlich Kemnath) nach Eisersdorf, etwa 200 m östlich der großen Straße, und in Eisersdorf ist bei der Mühle ein Keller darin angelegt. Ebenso gibt es in Kulmain südöstlich der Kirche zwei Keller (zur Wirtschaft Wiesend) in diesen Schichten. Eine große, auch schon von Heim und Dorn erwähnte Sandgrube nördlich von Kulmain, unterhalb (westlich) der Straßengabelung Wunsiedel—Marktredwitz, gehört hierher. Hier ist ein mittel- bis sehr grobkörniger mürber Sandstein aufgeschlossen, gelbgrünlich, mit einzelnen (nur kantengerundeten) Quarzgeröllen bis zu 5 cm ∅, und häufigen grünen und roten Lettenlagen, besonders nach dem Hangenden zu, neben einzelnen großen Ton-„geröllen", die z. T. außen grün und innen rot sind (die Färbung der Letten betreffend möchte ich auf eine Arbeit von Büchler hinweisen [1920], in der aber wohl auch noch nicht alle hiermit zusammenhängenden Probleme gelöst sind; die Tongallen hat Blanck untersucht [1907]). Der Sandstein ist so reich an frischen rötlichen Feldspäten, daß er — abgesehen von den Letten und vereinzelten Geröllen — fast wie Granitgrus erscheint. Ganz ähnliche, äußerst grobkörnige, helle, braungetüpfelte Arkosesandsteine waren in einer

kleinen Grube am Hang etwa 150 m nordöstlich von dem Basaltbruch nördlich Kulmain aufgeschlossen. Die hangendsten Schichten des Oberen Buntsandsteins sind in einem Steinbruch etwa 200 m nördlich von der Kulmainer Straßengabelung zu beobachten. Bunte Letten sind hier sehr reichlich entwickelt; ich konnte in ihnen 3—4 m unter der Obergrenze des Oberen Buntsandsteins eine Hand voll Karneolknauern und karneol-umkrustete Quarzdrusen sammeln. Auch in den Sandsteinen des obersten Röt kommt Karneol noch vor, so kamen in Göppmannsbühl am Berg, westlich der Bahnstation, beim Graben eines Brunnens (Roderer) aus etwa 5—6 m Tiefe karneolführende Sandsteinbrocken zutage.

Zur Tabelle

Tab. 1 zeigt einen Vergleich der Gliederung des Buntsandsteins bei Weidenberg (nach Goller) mit der im Gebiet zwischen Kirchenpingarten und Kulmain. Zunahme der Korngröße und des Feldspatgehaltes sowie eine gewisse Abnahme der Gesamtmächtigkeit von Nordwest nach Südost gehen deutlich daraus hervor. Infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse konnten die Mächtigkeitsangaben für das südöstliche Gebiet z. T. nur als Annäherungswerte gebracht werden. Die grundlegende Arbeit für die Gliederung des Buntsandsteins im südlichen Oberfranken ist die von Goller. Da das von Goller bearbeitete Gebiet einen Ausschnitt darstellt, eine Verfolgung der Horizonte nach Nordwesten und eine Verbindung mit Thüringen noch nicht vorlag, war naturgemäß eine Parallelisierung der Grenzen zwischen Unterem, Mittlerem und Oberem Buntsandstein nicht möglich, worüber sich Goller auch vollständig im klaren war. Diese Verbindung hat Steinlein hergestellt, wodurch sich eine Verschiebung der Stellen ergab, an denen man innerhalb der Goller'schen Schichtenfolge Unteren gegen Mittleren und Mittleren gegen Oberen Buntsandstein abgrenzen muß. Ich schließe mich der Grenzziehung Steinlein's an. Die Aufschlüsse sind allerdings in meinem Gebiet so schlecht, daß eine Parallelisierung mit solcher Sicherheit, wie sie in den Gebieten von Goller und Steinlein durchführbar ist, nicht möglich erscheint.

Tab. 1

Gliederung des Buntsandsteins bei					
Weidenberg (Goller)			Kirchenpingarten-Kulmain (v. Prosch)		
Hangd.:	Wellenkalk und Grenzkalk		Wellenkalk bzw. Pflanzensandstein		
Oberer Buntsandstein	Röt, so ± 31 m	meist feine Sandsteine und Tone, teilw. karneolführend	Oberer Buntsandstein	so2 ± 25 m	fein- bis grobkörn. Arkosesandsteine, selten geröllführend; bunte Letten, teilw. karneolführend
	δ_2 12,5 m	Haupt-Karneolhorizont		δ 12-15 m	Haupt-Karneolhorizont = Weidenberger K.-H.

Gliederung des Buntsandsteins bei Weidenberg (Goller)				Kirchenpingarten-Kulmain (v. Prosch)		
Mittlerer (Haupt-) Buntsandstein	smc 48,75 m	smc_2 4,75 m	weißer mittelkörn. Feldspatsandstein	Oberer Buntsandstein	so1 bis zu 40 m	fein- bis grobkörn. Feldspatsandsteine, bunte Letten; nach oben zunehmende Karneolführung (keine Kristallkugeln)
		smc_1 44 m	fein- bis mittelk. ± tonig-schichtig. Sandsteine, Geröllnester, glimmerführende Tone. Quarzkugeln und örtliche Karneolhorizonte			
	smb 170 m	smb_3 93 m	feine, tonige und grobe, geröllführende Sandst., sandige Tone	Mittlerer (Haupt-) Buntsandstein	smb 140 bis 170 m	meist mittel- bis grobkörn. Feldspatsandst. mit kleinen Geröllen, Korngröße nimmt von unten nach oben ab. Horizontbeständige Lettenlagen, nach oben zunehmend
		smb_2 14 m	mittel- b. grobkörn. Sandst. m. Geröllen; horizontbeständige Glimmertonschicht.			
		smb_1 63 m	fein- bis grobkörn. tonige Sandsteine m. horizontbeständ. glimmerführenden Tonbänken			
	sma 93,25 m	sma_3 32 m	mittlere bis grobe Sandst., m. Tonlagen u. kleinen Geröllen		sma ± 50 m	mittel- u. grobkörn. Sandsteine, grob gebankt, m. Tonlagen, doch ohne horizontbeständ. Lagen; viel große Gerölle, deren Zahl und Größe nach oben abnimmt
		sma_2 23 m	Zone d. Großgerölle, lagenweise angereichert			
		sma_1 40 m	fein- bis mittelk. Sandst. m. wenig klein. Geröllen			
Unterer Buntsandst.	su 19,75 m	feinstkörn., feingeschichtete tonige rötl. u. weiße geröllfreie Sande u. Sandsteine		Unterer Buntsandstein	su bis zu ? 50 m	oben mittel- bis grobkörn. Sandsteine m. klein. Geröllen, darunter: mittel- bis sehr feinkörn. rote und weiße Sande u. Tone m. Feldspat und selten kleinen Geröllen

Gliederung des Buntsandsteins bei			
Weidenberg (Goller)		Kirchenpingarten-Kulmain (v. Prosch)	
zus.: ± 375 m Buntsandstein		zus.: 300 — 350 m Buntsandstein	
Permotriad. Grenzschicht. ± 98 m	dolomit. Fanglomerate, rote Tonsande u. Karneoldolomite (bes. im Hangenden)	Permotriad. Grenzschicht. 70 bis 90 m	feinstückige Fanglomerate, z. T. dolom., rote u. weiße Tonsande m. wenig Geröllen; im Hangend. wenig Karneoldolomite
Liegendes: Oberrotliegendes		Liegendes: Oberrotliegendes	

C. Der Muschelkalk

Der Muschelkalk meines Gebietes ist im Rahmen einer größeren Arbeit von Gevers (1927) sehr eingehend behandelt worden. Im großen und ganzen kann ich mich seinen Ausführungen durchaus anschließen, örtlich konnte ich sie ergänzen oder berichtigen. So hat er — um das Wesentlichste vorwegzunehmen — die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalks im östlichen Teil des Gebietes etwas unterschätzt. (Die Mächtigkeiten, die Weiss (1932) für die Kemnather Gegend angibt, sind dagegen viel zu hoch gegriffen.) Außerdem hat er, wohl durch die Gümbel'sche Karte beeinflußt, die weitere Verbreitung des Muschelkalks bei Kulmain—Zinst nicht erkannt. Die Grenze des Muschelkalks gegen das Röt ziehe ich im Osten des Gebietes etwas tiefer als Gevers, siehe unten. Überall dort, wo meine Auffassung mit der von Gevers übereinstimmt, muß ich bei der für den Druck erforderlichen Kürze meiner Arbeit auf nähere Ausführungen verzichten und verweise auf die Arbeit von Gevers (a. a. O.).

I. Der Untere Muschelkalk (Wellenkalk), mu

a) Der Pflanzensandstein, mus und die Röt-Muschelkalk-Grenze

Das im Ostteile der Karte morphologisch am stärksten hervortretende Gestein ist ein Sandstein, der von Heim (bei Bayerisches Oberbergamt, 1936, S. 147) als „Kulmainer Bausandstein" oder „Pflanzenbausandstein" bezeichnet wird. Er tritt zuerst in Göppmannsbühl am Berg in größerer Mächtigkeit auf und bildet von hier an die meist steile Nord- bzw. Westkante des schon erwähnten Höhenzuges Heidenaab—Berndorf—Oberbruck—Kulmain. Infolge tektonischer Störungen findet er sich auch noch weiter südöstlich bei Kötzersdorf, nördlich von Kemnath, und bei Eisersdorf. Um keine Verwechslung mit den „Bausandstein"-Zonen des Röts (s. Schuster 1933, S. 8) zu er-

möglichen, möchte ich den Namen „Bausandstein" vermeiden und statt dessen die Benennung „Pflanzensandstein" übernehmen, um so mehr als dies tatsächlich in unserem Gebiet die einzige Zone ist, in der gelegentlich Pflanzenfunde gemacht worden sind, abgesehen von ganz unbedeutenden kohligen Überresten im höheren Unteren Muschelkalk. Es handelt sich um einen gelblichweißen oder hellgrauen, sehr grob gebankten, festen, meist mittelkörnigen Feldspatsandstein, in dem größere Gerölle ganz fehlen. Dünne, seitlich auskeilende grünlichgraue Lettenlagen schalten sich ab und zu zwischen die Sandsteinbänke ein. Auch wiederaufgearbeitete Lettenbänke kommen vor, z. B. im zweiten Bruch nördlich der Straßengabel Kulmain—N. In den oberen Partien werden glimmerführende Lagen von sehr feinkörnigem, hellem, plattigem Sandstein häufiger. Die hangendsten 1,5—2 m sind meist plattig entwickelt, und auf den Schichtflächen, auf denen sich ein feiner roter oder grauer Lettenbesteg findet, kann man sehr häufig die verschiedensten Kriechspuren, Wurmröhren und Problematika aller Art beobachten. Diese Zone liefert auch hauptsächlich die Pflanzenreste und -abdrücke, die von Gevers, Kautzsch, Heim erwähnt werden, es sind meist Equisetitenreste, doch gestattet ihr durchwegs sehr schlechter Erhaltungszustand keine nähere Bestimmung. Außerdem fand Goller im obersten Steinbruch nördlich der Straßengabelung Kulmain—N eine Platte mit drei- und vierzehigen Fährtenabdrücken, die (noch unbearbeitet) im Geologischen Institut Erlangen liegt. Kautzsch beschreibt einen Fährtenabdruck aus dem Bruch bei Berndorf, und dort konnte ich auch einen solchen (schlecht erhalten) finden. Obwohl im Pflanzensandstein untergeordnet sogar sehr grobe Lagen vorkommen, macht er doch im ganzen einen recht gleichmäßigen Eindruck und unterscheidet sich in seinem Gesamthabitus deutlich von den lockeren, groben, bunten Arkosen und Letten des liegenden Röts.

Infolge seines morphologischen Hervortretens und seiner Brauchbarkeit als Baustein ist der Pflanzensandstein verhältnismäßig gut erschlossen. In Göppmannsbühl am Berg ist er an der Straße zwischen dem Schloß und der Bahnstation überall gut erkennbar und bildet auf der Höhe eine Art Hohlweg. Steinbrüche finden sich etwa 400 m nördlich der Ortschaft Heidenaab am Südhang des Heidenaabtales, weiter eine ganze Reihe von alten und neuen Steinbrüchen am Bleyer nordwestlich Berndorf, über dem nordöstlichsten Hof von Berndorf und weiter nach Nordosten auf der Höhe „Langenreut". Bausteine aus diesem Horizont werden oder wurden auch am Südausgang von Kötzersdorf und am Ostausgang von Eisersdorf gegraben, ebenso am Birkenbühl bei Oberbruck (im Feld wenig nordöstlich vom „Gipfelkreuz"). Schließlich finden sich drei Brüche am Nordausgang von Kulmain, an der Straße nach Wunsiedel (aus dem größten, südlich der Straßengabel, stammen die Bausteine des Immenreuther Bahnhofgebäudes), und man kann diesen Horizont auch im Eisenbahneinschnitt nordöstlich von Kulmain und — der Marktredwitzer Straße folgend — in mehreren kleinen Aufschlüssen bis direkt an den Rand des verlassenen Basaltbruches nördlich der Bahn verfolgen. Da der Pflanzensandstein ziemlich fest, aber doch leicht zu bearbeiten ist, eignet er sich auch für die Anlage von Felsenkellern. Solche sind in Kötzersdorf und Berndorf zu finden, in besonderem Ausmaße aber in Kemnath, wo an der Straße nach Kulmain ein halbes Dutzend bis über 50 m langer, sich unterirdisch verzweigender Bierkeller in den Sand-

stein gegraben ist. Seine Obergrenze ist in den Brüchen häufig erschlossen, so in dem alten Bruch südlich der Straßengabel Kulmain—N, bei Langenreut—Berndorf, nördlich von Heidenaab. Die Grenze gegen das Röt ist nur im nördlichsten Kulmainer Bruch aufgeschlossen, doch läßt sie sich auch anderwärts beobachten, z. B. an den Wegen, die nördlich und südlich von der Kulmainer Kirche in die Höhe führen, oder am Weg vom „Großen Hirschberg-Weiher" gegen Südwesten, nach Haunritz zu. Mit einiger Mühe kann man auch in den Brunnen, z. B. in der Umgebung der Kulmainer Kirche, oder bei den Häusern von Kötzersdorf—SO, die Grenze des „guten Felsens" der Brunnenbauer (Pflanzensandstein, mus) gegen den „tauben Fels" (das Röt) feststellen; und wo das unterlagernde Röt ziemlich fest ist, wie in den bis zu 23 m tiefen Brunnen von Göppmannsbühl, unterscheidet es sich doch durch gelegentliche Karneolführung und das Vorkommen von bunten Lettenlagen vom Pflanzensandstein. Die Mächtigkeit des Pflanzensandsteins beträgt bei Kulmain etwa 8 m, am Bleyer und nördlich von Heidenaab noch ungefähr 6 m. In Göppmannsbühl sind noch 4—5 m dieses Sandsteins ausgebildet, weiter nach Westen keilt er dann rasch aus. Ich habe zwar in einem kleinen Aufschluß wenig westlich von Tressau, im Feld, direkt an der Grenze des Rötsandsteins gegen den tonigen Unteren Muschelkalk noch Feldspatsandsteine gefunden, die in ihrem gleichmäßig mittelgroben Korn durchaus dem Pflanzensandstein glichen und auch hellen Glimmer enthielten, es handelt sich aber hier nur um ganz geringmächtige Bänke, so daß ich sie auf der Karte nicht mehr ausgeschieden habe.

Bis jetzt ist innerhalb meines Gebietes der Pflanzensandstein immer ins Röt gestellt worden, auch noch von Gevers. Dieser rechnet aber bei Eschenbach diese Schichten — mit Recht — zum Muschelkalk, weil er dort an ihrer Basis eine fossilführende Bank fand (seine „Schicht A"). Es handelt sich dort, wie von mir an Ort und Stelle nachgeprüft wurde, ganz zweifellos um dieselben Schichten wie bei Kulmain, sowohl in petrographischer Hinsicht wie auch in bezug auf ihre stratigraphische Stellung zwischen den Rötarkosen im Liegenden und den Dolomitsandsteinen und Tonen des höheren Unteren Muschelkalks im Hangenden, wenn auch ihre Mächtigkeit bei Eschenbach erheblich größer ist. Erst Heim hat (bei Bayerisches Oberbergamt 1936, S. 147) den Schluß gezogen, daß man folgerichtig auch den Kulmainer Pflanzensandstein dem Muschelkalk zurechnen muß, obwohl eine fossilführende Grenzschicht hier nicht entwickelt ist. Es ist ja von anderer Seite (zuerst von Bornemann [1885, 1888], später besonders von Vollrath [1924]) schon ausführlich dargestellt worden, wie Faziesgrenze und Zeitgrenze sich durchaus nicht zu decken brauchen, sondern z. B. in etwas voneinander entfernten Gebieten zur gleichen Zeit marine Kalke, küstennähere Dolomite und strandnahe oder terrestrische Sandsteine sich absetzen können. Bei allmählichem Vordringen des Meeres muß dann nach J. Walther's Gesetz von der Korrelation der Fazies (s. die rezenten Beispiele v. Freyberg [1930]) diese Faziesgrenze, diagonal durch die gleichaltrigen Ablagerungen durchgehend, in immer jüngere Schichten hinaufrücken (vgl. auch Mägdefrau [1931]). Im übrigen hat Gevers (1927, S. 325 ff.) das schwierige Problem der Grenzziehung zwischen Buntsandstein und Muschelkalk in den Gebieten der Randfazies (im oberpfälzischen ebenso wie im linksrheinischen) sehr eingehend behandelt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

b) Der höhere Wellenkalk

Über dem Pflanzensandstein folgt eine 0,5—1,0 m mächtige Übergangszone, in der graue Letten abwechseln mit dünnen, feinkörnigen Sandsteinbänken, die teils weiß, mürbe, glimmerhaltig, teils graubraun, hart und ± stark karbonatisch sind. Sie leitet über zu den Tonen des Unteren Muschelkalks, dunkelgrauen oder blaugrauen, braun verwitternden schiefrigen Tonen, in denen dünne Bänkchen von festem, teilweise stark karbonatischem Sandstein mit einzelnen Muschelabdrücken vorkommen. Am stärksten sind diese Tone bei Weidenberg entwickelt, wo sie für Ziegeleizwecke abgebaut werden (s. Gevers, Goller). Weiter nach Südosten nimmt ihre Mächtigkeit wieder ab, auch können lokal, besonders gegen Osten zu, die in ihnen vorhandenen Sandsteinbänke auf Kosten der Tone sehr stark anschwellen; das scheint z. B. im Bahneinschnitt nordöstlich von Kulmain der Fall zu sein (Profil von Kautzsch aufgenommen). Bei Eisersdorf ist diese tonige Partie des Unteren Muschelkalks nicht mehr ausgebildet. Im übrigen kann man sie aber fast überall im Hangenden des Röts (im Westen) bzw. — etwas weniger mächtig — überm Pflanzensandstein (im Osten) beobachten. In dieser Zone findet sich meist in der Landschaft eine Verflachung mit feuchten Wiesen. Die untere Partie dieser Tone ist in einem Teile der Steinbrüche im Pflanzensandstein (s. d.) mit aufgeschlossen, auch im alten Basaltbruch nordöstlich Kulmain werden sie oben an der Nordwestseite sichtbar. Südlich der Geiersleite, etwa 800 m östlich von Kirmsees, zeigt ein kleiner Aufschluß in diesem Horizont dunkelgraue, gelbbraun verwitternde schiefrige Tone mit dünnen, knolligen, harten, sandig-tonigen Dolomitbänkchen, und in denselben Schichten ist $^3/_4$ km nordwestlich von Göppmannsbühl eine Tongrube angelegt. Die Mächtigkeit dieser Tone dürfte hier noch 7—8 m betragen, bei Wirbenz und Kötzersdorf, ebenso wie östlich von Kulmain, sind noch ± 4 m entwickelt.

Der nun folgende höhere Wellenkalk besteht aus einer Serie von dolomitischen Kalken (nur im Westen), Dolomiten, Sandsteinen und Letten in buntem Wechsel, ohne daß sich noch irgendwelche Leithorizonte (außer den Orbicularis-Schichten, siehe unten) auf weitere Erstreckung hin erkennen ließen. Dagegen läßt sich an Hand der Aufschlüsse und der Rollstücke auf den Feldern deutlich der von Nordwesten nach Südosten stark zunehmende Sand- und Tongehalt — bei abnehmender Mächtigkeit — der gesamten Schichtenfolge feststellen. Während noch bei Weidenberg ein großer Teil des Unteren Muschelkalks (Goller's „mu_2") in Form von knolligem, mergelig-dolomitischem „Wellenkalk" mit geringem Sandgehalt und wenig mächtigen sandigen Zwischenlagen entwickelt ist, finden wir bei Heidenaab und Wirbenz nur mehr etwa 4 m sandig-tonige Dolomite, die von sandigen Letten und Feldspat führenden, z. T. allerdings noch stark dolomitischen Sandsteinen über- und unterlagert werden. Bei Kötzersdorf und von dort nach Osten nimmt der Dolomitgehalt weiterhin ab, doch sind noch bei Zinst, östlich Kulmain, wenig mächtige Dolomitbänke dem Unteren Muschelkalk eingeschaltet. Aufschlüsse im höheren Wellenkalk sind im Nordwesten des Gebietes kaum vorhanden, erst bei Göppmannsbühl (am Weg über die Höhe nach Nordwesten und am Weg von der Mühle nach Westen) und bei Heidenaab (an den Feldwegen am Nordhang der Höhen nordöstlich und südöstlich des Ortes) kann man den Unteren Muschelkalk anstehend, aber auch nicht gut

aufgeschlossen beobachten, in Form von sandig-tonigen, welligen, dünnplattigen Dolomitbänken und dolomitischen schiefrigen Sandsteinen mit Lettenzwischenlagen. Dieselben Schichten findet man auf den Höhen nördlich von Wirbenz, westlich von Haunritz, nordwestlich und östlich von Kötzersdorf. In den Hohlwegen, die von Berndorf nach Westen und Süden (südlich des Baches) und nach Osten (nördlich des Baches) wegführen, hat der Karbonatgehalt schon stark abgenommen; es sind hier plattige, nur noch z. T. dolomitische Sandsteine aufgeschlossen, die gelegentlich schlecht erhaltene Muschelsteinkerne und -abdrücke aufweisen. Hier wie auch bei Kötzersdorf schalten sich in den tieferen Lagen schon ab und zu dickbankige, hellere, selten auch gröbere, einzelne Muschelabdrücke enthaltende Sandsteine ein. In noch stärkerem Maße ist dies der Fall am Birkenbühl bei Oberbruck, am Westhang der Höhe 496 östlich Kulmain und in den kleinen Aufschlüssen, die sich nordöstlich von Kulmain an der Ostseite der Marktredwitzer Straße bis zum Basaltbruch finden. Am oberen (nördlichen) Ende des Hohlweges, der östlich Kulmain von der Zinster Straße nach Nordosten führt, werden Sandsteine des mittleren Wellenkalks zum Bau von Feldwegen gegraben. Es sind dünnplattige, hell- oder bräunlichgelbe, harte, dolomitische Sandsteine, auf denen sich lagenweise in großer Menge Steinkerne von Muscheln finden, die, ebenso wie bei Berndorf und an allen anderen Fundplätzen dieses Gebietes, fast ausnahmslos als „Muschelpflaster" (also mit der Wölbung nach oben) abgelagert sind. Das deutet auf Sedimentation in stark bewegtem Wasser hin, wie das ja in diesen strandnahen Ablagerungen von vornherein zu erwarten war. Auf der Unterseite der Platten findet man dementsprechend fast nur Abdrücke. Schon Gümbel (1868, S. 684) erwähnt „wahre Muschelhaufwerke" in den Steinbrüchen von Kulmain. Bei der vorkommenden Fauna handelt es sich nur um wenige sehr widerstandsfähige Arten, die allein sich den stark wechselnden Umweltbedingungen eines so randnahen Sedimentationsraumes anpassen konnten, aber hier stellenweise in sehr großer Individuenzahl auftraten. Sie weist keine zur feineren Horizontierung brauchbaren Formen auf. Am häufigsten sind hier Myophorien (*M. vulgaris* und *M. cardissoides* v. Schloth., *M. laevigata* v. Alb.) und *Pecten* (*P. discites* v. Schloth.), ferner Limen (*Lima lineata* und *L. striata* v. Schloth.), seltener Gervilleien. In etwas dickeren Platten sind Rhizokorallien mit deutlich sichtbarer Spreite häufig; sie liegen nicht flach auf der Schichtfläche, sondern ragen mit ihrem U-förmigen, gerundeten Teil schräg abwärts in den Sandstein hinein (zuerst beschrieben bei v. Freyberg 1932). Zwischen diesen Platten liegen dünne, hellgraue, sandige, glimmerreiche Lettenlagen, in denen hie und da etwas Pflanzenhäcksel zu finden ist, und mürbe, sehr feinkörnige, weiße, ebenfalls glimmerführende Sandsteinbänkchen. Die Mächtigkeit der dünnplattigen wie der besonders nach dem Liegenden zu zwischengelagerten dicken Sandsteinbänke schwankt auf kurze Strecken hin sehr stark, teilweise keilen sie flach linsenförmig aus, oder dicke, gleichmäßige Bänke werden nach kurzer Zeit seitlich durch dünnplattig zerspringende Dolomitsandsteine ersetzt. Ebenso wie im Wellenkalk des Beckeninneren kann man auch hier an flache Schrägschichtung erinnernde „innere Diskordanzen" (vgl. v. Freyberg 1922) finden, alles Anzeichen für stark wechselnde Sedimentationsbedingungen in einem Flachwassergebiet. Wellenfurchen konnte ich nicht beobachten. Stellenweise kann man feststellen, daß eine weiße, nicht karbonatische Sandsteinbank seitwärts, schräg zur Schichtfläche oder von

oben nach unten ohne trennende Schichtfläche in dunkleren, härteren Dolomitsandstein übergeht. Nach dem Liegenden zu werden die Sandsteinbänke im ganzen mächtiger, der Dolomitgehalt immer geringer, und es schalten sich immer mehr graue oder blaue, oft äußerst glimmerreiche Tonlagen ein, die dann nach unten zu den mehrere Meter mächtigen Tonen über dem Pflanzensandstein überleiten. Dünnplattige Dolomitsandsteine und knollig-wellige, sandig-tonige Dolomite sind in einigen kleinen Gruben nördlich Zinst, am Weg nach Unterwappenöst, erschlossen, und das östlichste Vorkommen von Unterem Muschelkalk findet sich schließlich am Basaltbruch Rothenhof (zum Basaltwerk Immenreuth gehörig, auf der Zinster Kuppe etwa 3 km östlich Kulmain, außerhalb des Bereiches meiner Karte). Hier treten im Drahtseilbahn-Einschnitt am Eingang zum Bruch stark gefaltete Muschelkalk-Schichten zutage, die in ihrer faziellen Ausbildung denen im Kulmainer Hohlweg durchaus gleichen. Während ich hier einen größeren Teil des Oberen Muschelkalks profilmäßig aufnehmen konnte, sind vom Unteren Muschelkalk nur wenige Meter (im unteren Einschnitt) erschlossen, ohne Zusammenhang mit dem Liegenden oder Hangenden. Es handelt sich aber dem Gesamthabitus nach ganz zweifellos um dieselben Schichten wie im Oberende des Kulmainer Hohlwegs, ebenso wie dort wechseln hier dünnplattige, fossilführende Dolomitsandsteine mit dünnen Lettenlagen und dicken, hellen, glimmerführenden und z. T. tonigen Sandsteinbänken.

Ein Teil der dicht über den Tonen des Unteren Muschelkalks eingelagerten weißen, glimmerführenden Sandsteinbänke eignet sich infolge seines sehr gleichmäßigen feinen Korns und der nicht zu großen Härte vorzüglich zur Herstellung von Schleifsteinen. Gümbel (1868, S. 684) erwähnt kurz, daß bei Kulmain Schleifsteine gebrochen wurden; wo und in welchem Horizont, war in Vergessenheit geraten, deshalb rechtfertigen sich einige Angaben darüber. Es handelte sich um eine Art Hausindustrie, von der nichts mehr erhalten ist. Die Bauhandwerker von Kulmain brachen diese Bänke und fertigten während der beschäftigungslosen Zeit, im Winter, Schleifsteine daraus, die dann in der weiteren Gegend verkauft wurden. Da aber die „Schleifsteinbänke" nicht horizontbeständig sind, sondern häufig schnell auskeilen oder seitwärts in nicht brauchbaren Dolomitsandstein übergehen, fehlte die Basis für einen weiteren Ausbau dieser Schleifstein-Industrie, und mit der besseren Entwicklung des Verkehrsnetzes, die die billige Anfuhr von Steinen aus anderen Gegenden ermöglichte, ging sie noch vor dem Kriege ein. In der unter Bayerisches Oberbergamt (1936) angeführten Schrift findet sich auf S. 151 die wohl von Heim stammende Bemerkung: „In den alten Brüchen bei Oberbruck (am Birkenbühl, gegenüber vom Friedhof Kulmain, und weiter südwestlich beiderseits der Straße) dürften neben dem Pflanzenbausandstein bereits höhere Sandsteinbänke mit gewonnen worden sein, ebenso in dem jetzt aufgelassenen Bruch bei Punkt 543 nordnordöstlich von Kulmain (an der Marktredwitzer Straße, direkt südlich vom Eisenbahneinschnitt)." Diese Vermutung kann ich durchaus bestätigen, es handelt sich hier um Brüche, in denen „Schleifsteinbänke" gegraben wurden, die außerdem natürlich auch als guter Baustein Verwendung fanden und z. T. noch finden. Nach mündlichen Angaben, die mir insbesondere die Herren Maurermeister Sollfrank und Jos. Kriegl über diese heute nicht mehr sichtbaren Betriebe machten, wurden auf dem Birkenbühl diese Sandsteine sogar unter Tage gebrochen. Von einem Schacht aus, der sich wenig westlich der Straße, dicht bei dem

dort sichtbaren Kreuz befand, wurde die „Schleifsteinbank" abgebaut, die von grauen Letten unterlagert und von „eisenharten (= dolomitischen) dünnen Platten" überlagert war und gegen den höchsten Punkt des Hügels anstieg — dem nach Südosten gerichteten Schichtfallen entsprechend —. Auch bei Kötzersdorf sind in diesem Horizont früher Schleifsteine gebrochen worden, in einem Feld wenige 100 m vom Ort, am Weg nach Nordwesten.

Das seiner Ausbildung nach abweichende Muschelkalkvorkommen von Eisersdorf, wo der außerordentlich stark zusammengeschrumpfte Muschelkalk zum größten Teil aus Arkosen besteht und wohl schon teilweise terrestrischer Entstehung sein dürfte, hat Gevers (1927, S. 318 ff.) ausführlich beschrieben. Die von ihm erwähnte „breccienähnliche" karbonatische, harte, sandig-tonige braune Bank mit „Geröllen" von hellgelbem Dolomitmergel steht auch, etwas mächtiger, etwa 500 m weiter südlich an, am Rand eines Feldweges am Nordwesthang des Steinberges östlich Kemnath. Sonst habe ich sie nirgends beobachten können.

Erwähnenswert ist noch das Vorkommen einer dünnen Bleiglanz führenden Bank, wie sie aus anderen Gegenden Deutschlands (z. B. Thüringen, besonders aber Baden und Schlesien) seit langem bekannt sind. Ich habe sie anstehend nicht finden können, sondern fand nur kleine, ausgeackerte Stücke dieser Bank auf einem Feld am Weg von Zenkenlohe bei Tressau nach Süden, dicht nördlich des Heidenaabtales, außerdem am Weg von Zinst nach Norden, südlich von der Eisenbahnunterführung. Sie scheint aus der oberen Partie des Wellenkalkes zu stammen.

c) Die Orbicularis-Schichten, o

Den einzigen noch feststellbaren Leithorizont des nordwestlichen Faziesbezirks bilden in meinem Gebiet noch die Orbicularis-Schichten, die von Weidenberg her bis auf die Höhe wenig östlich von Heidenaab zu verfolgen sind. Sie sind schon im Weidenberger Gebiet in dolomitisch-sandiger Fazies ausgebildet und behalten diesen Charakter auch weiterhin bei. Teils liegen die Myophorien (*M. orbicularis* Bronn) einzeln auf den Schichtflächen verteilt, und zwar durchwegs in Pflasterstellung, teils liegen sie so dicht gepackt, daß die Gesteinsplatten nur aus Schalen zu bestehen scheinen; in diesem Fall kann der Karbonatgehalt, der wohl zum größten Teile aus den Schalen stammt, beträchtlich ansteigen. Im Anstehenden ist dieser Horizont nirgends aufgeschlossen, doch läßt sich seine Verbreitung an Hand der aus den Feldern herausgepflügten Platten ziemlich genau festlegen. Ich habe ihn auf der Karte nur dort ausgeschieden, wo ich sein Vorkommen selbst beobachten konnte. Von Wirbenz an nach Osten konnte ich ihn nicht mehr finden.

II. Der Mittlere Muschelkalk, mm

Auch der Mittlere Muschelkalk ist nur im westlichen Teil meines Gebietes gesondert auszuscheiden. Am Weidenberger Kulm hat er nach Gevers und Reis noch eine Mächtigkeit von etwa 24 m, die aber dann sehr rasch abnimmt. Schon bei Göppmannsbühl sind nur noch wenige Meter entwickelt (nach Gevers 2—4 m, wahrscheinlich etwas mehr), es handelt sich um mergelige und sandig-dolomitische Schichten, außerdem kommen noch Platten von Zellendolomit vor, wie er für den Mittleren Muschelkalk des Beckeninneren typisch ist. Aufschlüsse sind nicht vorhanden. Nach Osten hin

nimmt der Sandgehalt des Mittleren Muschelkalks so stark zu, daß er vom Unteren Muschelkalk nicht mehr abzutrennen ist; ich habe daher diese Schichten (mit Gevers) als „Unterer Muschelkalk + Mittlerer Muschelkalk" zusammengefaßt. Bemerkenswert ist das Vorkommen von roten Letten in der oberen Region dieser Schichtenserie, die wohl stratigraphisch dem Mittleren Muschelkalk entsprechen dürfte. Rote Tone im Mittleren Muschelkalk sind ja auch aus anderen Gegenden Deutschlands bekannt (vgl. Lotze 1933). In meinem Gebiet sind sie nur örtlich ausgebildet (bis zu 0,70 m mächtig), jedenfalls konnte ich sie nur bei Wirbenz (am Oberende des Hohlweges nach Norden und wenig westlich davon auf der Höhe), im Hangenden einer kleinen Sandgrube etwa $^3/_4$ km westlich von Haunritz und bei Zinst (am Weg nach Norden, direkt südlich der Drahtseilbahn) beobachten. Sie werden an diesen Stellen von einer 2— ? 4 m mächtigen, hellen, auch braungetüpfelten, mürben Sandsteinbank von sehr gleichmäßigem, feinem bis mittlerem Korn unterlagert. Hier zeigt sich also im Mittleren Muschelkalk eine Wiederkehr der in der Buntsandsteinzeit herrschenden Faziesverhältnisse infolge der Regression des Muschelkalkmeeres. Über den roten Letten folgen 1—2 m graue Letten und zum Teil dolomitische Sandsteinbänke und darüber sandig-tonige Dolomitplatten mit von Kalkspat erfüllten Rissen und Drusen, selten mit Fossilresten, die man schon dem unteren Hauptmuschelkalk zurechnen muß.

Der Untere und Mittlere Muschelkalk sind nirgends ganz durchgehend erschlossen, es lassen sich nur Teilprofile aufnehmen; man kann aber durch Verfolgen der erkennbaren Schichtgrenzen bei Berücksichtigung des Einfallens an mehreren Stellen die Mächtigkeit mit genügender Genauigkeit errechnen. Während Mittlerer und Unterer Muschelkalk zusammen bei Weidenberg nach Gevers und Reis noch etwa 65 m mächtig sind (Goller hält diesen Wert für zu niedrig und nimmt für den Wellenkalk westlich von Weidenberg mindestens 60 m an, dazu ± 24 m Mittleren Muschelkalk), erweisen sich die Mächtigkeiten weiter südöstlich als wesentlich geringer. Bei Wirbenz ergeben sich für „Unteren + Mittleren Muschelkalk" 28—30 m, bei Kulmain 24—26 m, beide einschließlich des Pflanzensandsteins; das sind etwas höhere Werte als Gevers angibt.

III. Der Obere (Haupt-)Muschelkalk, mo und die Lettenkohle, ku

a) Die Trochitenschichten

Ebenso wie beim Unteren geht auch beim Oberen Muschelkalk der Faziesumschlag südöstlich von Weidenberg sehr schnell vor sich. Die Trochitenschichten sind noch am Weidenberger Kulm in typischer Ausbildung anzutreffen, gegen Göppmannsbühl zu gehen sie bald in wenig mächtige Bänke von dolomitischem Kalk und körnigem oder dichtem Dolomit über, in ihrem unteren Teil sind schon bei Kirmsees dolomitische Sandsteine ausgebildet. Das östlichste Vorkommen, das mit Sicherheit als Äquivalent jedenfalls eines Teiles der Trochitenschichten anzusehen ist, liegt bei Kötzersdorf. Hier sind in zwei kleinen, jetzt aufgelassenen Brüchen, etwa 300 m bzw. 800 m nördlich des Ortes, knapp 2 m mächtige graublaue und bräunliche dolomitische Kalke und Dolomite abgebaut worden, die in dem südlich an der Straße gelegenen Kalkofen (bei „Neuwirtshaus") gebrannt wurden. Fossilien sind hier

häufig, es fand sich hauptsächlich *Lima striata,* daneben *Gervilleia socialis, Pecten discites, Spiriferina fragilis,* eine „Auster" (*Enantiostreon difforme*) und einzelne Trochiten, außerdem große Kalkspatdrusen. Gevers erwähnt auch *Placodus*-Zähne und vermutet in dieser Bank die Grenzzone zwischen oberen Trochiten- und unteren Ceratitenschichten.

b) Der übrige Hauptmuschelkalk und die Lettenkohle

Im übrigen läßt sich aber eine Untergliederung des Oberen Muschelkalkes im gesamten Gebiet nicht mehr durchführen. Die Fauna wird sehr artenarm, es gilt für sie dasselbe was oben (S. 153) für die Fauna des Unteren Muschelkalks gesagt wurde. Und ebenso wie im Wellenkalk läßt sich auch im Oberen Muschelkalk in der Gesamtausbildung ein starker Wechsel von Nordwesten nach Südosten beobachten. Schon bei Rodersberg östlich Bayreuth kommen ja geringe sandige Einschaltungen im Oberen Muschelkalk vor (vgl. Reis 1922, S. 21), von Fischbach—Kirmsees an nimmt nun der Ton- und Sandgehalt der dolomitischen Kalke und Dolomite rasch zu, und es schalten sich in immer stärkerem Maße Letten und erst dünnschiefrige, dann dickbankige Sandsteine dazwischen. Wie im Unteren Muschelkalk vom Liegenden her die Arkosefazies des Röts in immer höhere Horizonte übergreift, greift beim Oberen Muschelkalk die Letten- und Sandsteinfazies der Lettenkohle in die tieferen Schichten hinab, so daß eine Trennung von Oberem Muschelkalk und Lettenkohle schon bei Göppmannsbühl Schwierigkeiten bereitet und man bei Wirbenz, wo die Schichten in einem Hohlweg gut erkennbar erschlossen sind, überhaupt keine Grenze mehr ziehen kann, die nicht rein willkürlich erscheinen müßte. Ich habe deshalb auch auf meiner Karte den ganzen Schichtkomplex als „Oberen Muschelkalk + Lettenkohle" zusammengefaßt. Die Abnahme des Karbonatgehaltes bei gleichzeitiger Abnahme der gesamten Mächtigkeit macht sich nach Osten hin weiter bemerkbar, bei Kulmain und Zinst finden sich nur noch wenige Dolomitbänke zwischen Sandbänken und Lettenschichten, bis schließlich bei Eisersdorf der ganze Obere Muschelkalk einschließlich der Lettenkohle als eine geringmächtige Folge von (teilweise terrestrischen?) Arkosen mit ganz untergeordneten Dolomiteinschaltungen entwickelt ist.

Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk sind im Westteil des Kartengebietes wenig vorhanden. Einen kleinen Aufschluß westlich von Kirmsees, der steilgestellte Muschelsandsteine, Mergel und fossilführende Dolomitbänke des Oberen Muschelkalkes zeigt, hat Goller (1935, S. 65) beschrieben. Zwischen Kirmsees und Tressau bilden die Gesteine des Oberen Muschelkalkes eine schwache Geländestufe über den weicheren Schichten des Unteren und Mittleren Muschelkalkes. Westlich von Punkt 508 südlich Tressau werden im Feld harte, schwach sandige Dolomitbänke des höheren Oberen Muschelkalkes gegraben, dazwischen finden sich ganz schwach karbonatische Bänke von gelbbräunlichem, feinkörnigem Sandstein mit seltenen Muschelabdrücken und Wurmröhren, und feste sandig-tonige, grün- und gelbfleckige, zopfig-wulstige dünne Dolomitplatten, ganz erfüllt von Wurmbauten, auf den Schichtflächen dünne glimmerreiche Lettenlagen. Bei Göppmannsbühl stehen nördlich vom Schloß auf der Höhe tonige Dolomite an, die mit dicken Sandsteinbänken wechseln, und westlich der Mühle am Weg nach dem „Johannisplatz" unterhalb Punkt 510,3 finden sich kleine Aufschlüsse in tonigen Dolomitsandsteinen und

Dolomitmergeln des höheren Oberen Muschelkalkes. In Heidenaab werden direkt hinter der Kirche feste Dolomitplatten gebrochen, derselbe Horizont steht im Keller der Wirtschaft südlich der Kirche an. Weiter nach Osten kann man den Hauptmuschelkalk an Wegrändern und in Hohlwegen auf den Höhen östlich und südöstlich von Heidenaab, nördlich von Kötzersdorf und von Oberndorf vielerorts anstehend finden. Überall beobachtet man einen dauernden Wechsel von festen, ± tonigen und sandigen, grauen, gelben oder braungrünen Dolomiten, zum geringen Teil körnig-kristallin, häufiger dicht, oft knollig-wulstig, mit Fossilresten, häufigen Wurmbauten und gelegentlich Kalkspatdrusen; dazu nach Osten in zunehmendem Maße teilweise karbonatische, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, dünnplattig-schiefrig oder auch (besonders nach oben hin) grobgebankt, ebenfalls nicht selten fossilführend, dazwischen gelbliche Mergel und graue, sandige, oft sehr glimmerreiche Lettenlagen. Im Hohlweg, der von Wirbenz nach Norden auf die Höhe führt, ist die gesamte Schichtenfolge des Oberen Muschelkalks und fast der ganzen Lettenkohle erschlossen (s. Prof. 2). Man kann hier deutlich das Tiefergreifen der Letten- und Sandsteinfazies der Lettenkohle in den Oberen Muschelkalk erkennen, das eine Grenzziehung zwischen beiden unmöglich macht. Wenig südlich der aufgeschlossenen Partie finden sich gelbe und rote Letten, die auch in den Hohlwegen weiter westlich am Südhang der Höhe auftreten. Sie bilden den Übergang zum Benkersandstein des unteren Gipskeupers, dessen Ausbildung der der Rötsandsteine im Westen des Gebietes zum Teil außerordentlich ähnlich ist. Eine weitere Zunahme des Sandgehaltes zeigt sich am südlichen Ende des Hohlweges Kulmain-O, wo ich einen Teil des Oberen Muschelkalkes profilmäßig aufnehmen konnte (Prof. 3). Mergelig-dolomitische Lagen wechseln hier mit meist karbonatischen, z. T. fossilführenden Sandsteinen, denen ganz dünne, sehr feinkörnige weiße Sandsteinbänkchen mit viel hellem Glimmer und dünne Lettenlagen zwischengeschaltet sind. Beim Verfolgen der einzelnen Bänke kann man feststellen, daß sie, ebenso wie im wenig weiter nördlich erschlossenen Unteren Muschelkalk, auf kurze Strecken hin in ihrer Mächtigkeit stark schwanken oder flach auskeilen und durch andere ersetzt werden, auch „innere Diskordanzen" kann man beobachten. Die Schichtfolge schließt hier nach oben mit einer harten Dolomitbank mit Kalkspatdrusen ab (am Südrand der Zinster Straße, und wenig südlich davon in einer Baugrube erschlossen), über der mehrere Meter blaugraue mergelige Letten folgen. Derselbe Horizont ist 3 km weiter östlich am Eingang zum Basaltbruch Rothenhof erschlossen. Die etwa 4 m mächtigen blaugrauen schiefrigen Tone erinnern stark an die Tone des Unteren Muschelkalkes überm Pflanzensandstein, allerdings fehlen die im Unteren Muschelkalk nicht seltenen Fossilien auf den zwischengelagerten dünnen Dolomitsandsteinbänkchen. Feste Dolomitbänke, plattige Dolomitsandsteine und sehr grobgebankte, Muscheln führende Arkosesandsteine des Oberen Muschelkalks sind auch in dem alten Hohlweg aufgeschlossen, der direkt nördlich von Zinst dem Weg nach Unterwappenöst parallel läuft. Diese Sandsteine sind zum Teil für Bauzwecke verwendbar, so ist z. B. die Kegelbahn der Gastwirtschaft Wiesend, Kulmain, aus Oberem Muschelkalk-Sandstein gebaut, der im Feld auf der Höhe bei Punkt 469 südöstlich Kulmain gebrochen worden ist. Dagegen erwiesen sich Sandsteine aus dem stark gefalteten Muschelkalkvorkommen bei Rothenhof als zu mürbe, vielleicht infolge der starken tektonischen Beanspruchung. In Oberndorf ist unterhalb

der Kirche ein Keller in einem feinkörnigen Sandstein angelegt, der wohl in die Lettenkohle zu stellen ist. Östlich des Unteren Muschelkalk-Aufschlusses am oberen Ende des Kulmainer Hohlweges sind früher Dolomitbänke des Oberen Muschelkalks als „Schwarzkalk" gegraben und für Bauzwecke gebrannt worden.

Die Mächtigkeit des Oberen Muschelkalks einschließlich der Lettenkohle beträgt bei Wirbenz noch etwa 30 m, bei Kulmain—Zinst noch mindestens 17 bis 19 m (hier ist die Obergrenze nicht erschlossen).

Aus der sehr ähnlichen Entwicklung der Muschelkalkschichten bei Kulmain und Rothenhof gegenüber der abweichenden und geringer mächtigen Ausbildung bei Eisersdorf dürfte man schließen, daß die Gegend von Eisersdorf der Küste näher lag und die Ablagerungen des Muschelkalkes sich ehemals nach Osten und Norden weiter ausdehnten als in der Richtung über Eisersdorf.

Den Fazieswechsel innerhalb meines Gebietes habe ich auf einer Tabelle zeichnerisch dargestellt (Abb. 1), Gevers (1927, S. 393 ff.) hat ihn in etwas größerem Rahmen sehr ausführlich behandelt.

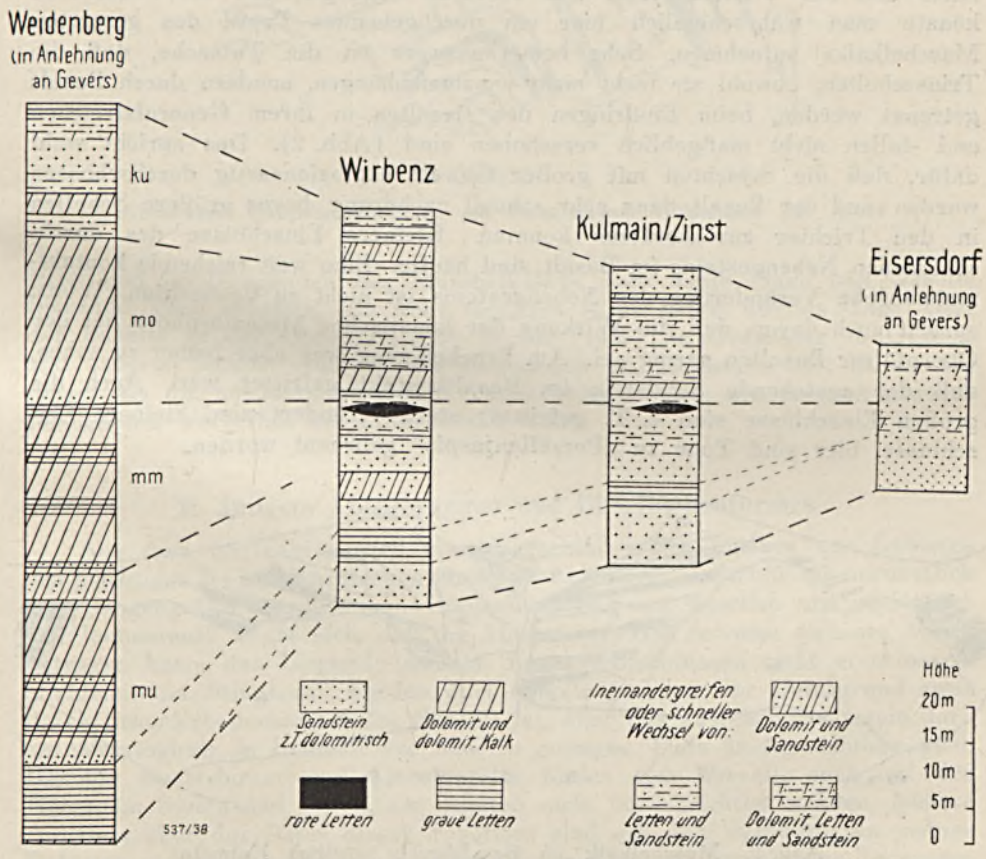


Abb. 1. Der Fazieswechsel des Muschelkalks zwischen Weidenberg und Eisersdorf

D. Tertiärer Vulkanismus

Der junge Basaltvulkanismus hat auch seine Spuren in unserem Gebiet hinterlassen in Gestalt von zwei Basaltschloten, die zur Bildung der Anhöhe östlich Aign Anlaß gegeben haben. Sie sind durch den jetzt stillgelegten Abbau gut erschlossen. Außerdem stehen Basalttuffe im Eisenbahneinschnitt zwischen dieser Höhe und Kulmain an (mit Einschlüssen aus dem Grundgebirge und u. a. Brocken von Porphyr und Keupersandstein); ganz geringe Tuffvorkommen waren noch zu beobachten bei Kulmain, an dem Weg, der vom Nordteil des Ortes zum untersten Steinbruch (im Röt) führt, und am Nordosthang der Basalthöhe, am Feldweg gegen Unterwappenöst zu. Der obere (bessere) Aufschluß im Basalt auf der Höhe zeigt, daß der Basalt hier in zwei direkt nebeneinanderliegenden Röhren die Schichten des Muschelkalks durchschlagen hat. Am Westrand des Bruches steht Pflanzensandstein an, innen im Bruch erkennt man die Tone des Unteren Muschelkalkes, nach Südosten folgen die Sandsteine, Letten und Dolomite des höheren Muschelkalks und der ? Lettenkohle. Bei besserer Zugänglichkeit der Steilwände könnte man wahrscheinlich hier ein durchgehendes Profil des gesamten Muschelkalks aufnehmen. Sehr bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Triasschollen, obwohl sie nicht mehr zusammenhängen, sondern durch Basalt getrennt werden, beim Eindringen des Basaltes in ihrem Generalstreichen und -fallen nicht maßgeblich verschoben sind (Abb. 2). Das spricht wohl dafür, daß die Schichten mit großer Gewalt explosionsartig durchschossen wurden und der Basalt dann sehr schnell nachdrang, bevor größere Schollen in den Trichter zurückstürzen konnten. Kleinere Einschlüsse des durchschossenen Nebengesteins im Basalt sind häufig. Eine weit reichende kontaktmetamorphe Veränderung des Nebengesteins ist nicht zu beobachten. Wurm spricht auch davon, daß die Wirkung der kaustischen Metamorphose bei den Oberpfälzer Basalten gering sei. Am Brucheingang war aber früher zu sehen, daß der anstehende Sandstein im Basaltkontakt gefrittet war. Auch die großen Einschlüsse sind z. T. gefrittet; stark verändert sind kleinere Einschlüsse, hier sind Tone zu „Porzellanjaspis“ gebrannt worden.

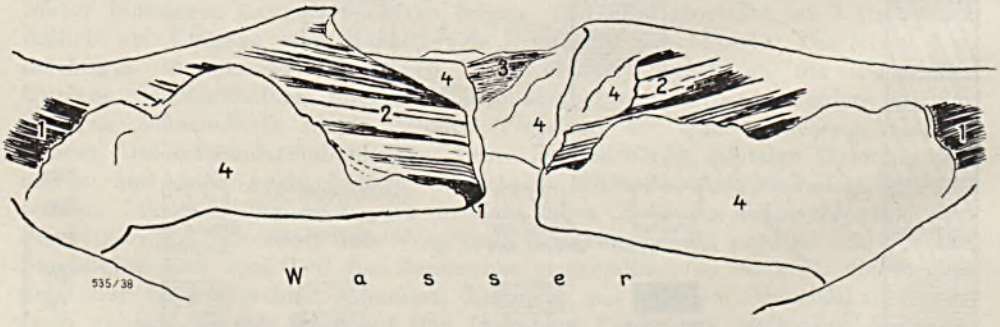


Abb. 2. Muschelkalk im Basaltbruch nördlich Kulmain

1. Tone des unteren Wellenkalks; 2. Höherer Wellenkalk; 3. Oberer Muschelkalk und ? Lettenkohle; 4. Basalt

Eine Verwerfungsspalte, an der der Basalt hochgedrungen wäre, besteht also nach der Lagerung der Muschelkalkschichten nicht. Auch der Ausbiß des Pflanzensandsteins ist von Kulmain an der Straße entlang — der Schichtenneigung entsprechend stetig ansteigend — bis direkt an den Bruch zu verfolgen, und ebenso konnte ich ihn auf der Nordostseite der Anhöhe, gegen die Bahnunterführung hin gleichmäßig fallend, an mehreren Stellen erschürfen. Am Basaltbruch Rothenhof nordöstlich Zinst, gerade außerhalb der Karte, ist es dagegen bemerkenswert, daß der (hier sehr olivinreiche) Basalt genau in der Achse einer Aufsattelung aufgestiegen zu sein scheint, die in dem Muschelkalkaufschluß am Eingang zum Bruch deutlich sichtbar ist (Abb. 3).

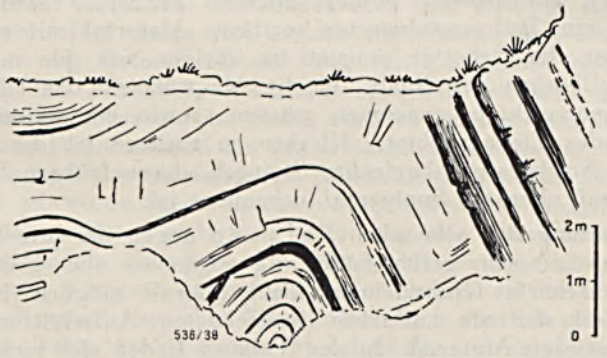


Abb. 3.
Gefalteter Hauptmuschelkalk am Basaltbruch Rothenhof bei Zinst

Hier sind im Hangenden des Muschelkalkes noch bunte, Sand und Gerölle führende Tone erhalten, die wohl tertiäres Alter haben dürften. Das Alter der Basalte in der Oberpfalz gibt Wurm (1933) im Gegensatz zu Gümbel und anderen älteren Autoren als obermiozän an, jedenfalls hält er sie für jünger als die nordost-bayerischen Tertiärablagerungen, die er nach neueren Funden mit Vorbehalt ins Untermiozän stellt.

E. Jüngste Ablagerungen und Oberflächenformen

Aus dem Kartenbild wird ersichtlich, daß weite Flächen des Gebietes von mächtigen Schotterdecken überlagert sind. An Aufschlüssen nordöstlich von Langengefäll, nördlich von Göppmannsbühl und westlich und südöstlich von Immenreuth zeigte sich, daß die Mächtigkeit der Schotter mehrere Meter betragen kann, das Liegende war in diesen Aufschlüssen nicht erschlossen. „Schleier von Schottern" wurden dort eingetragen, wo der Untergrund zwar durch Schotterbedeckung meist verhüllt ist, aber das anstehende Gestein doch an Wegrändern, in Baumlöchern usw. in geringer Tiefe häufig sichtbar wird. Geringe Restschotter und Einzelgerölle finden sich überall, auch auf den Höhen im Süden und Osten, sie konnten nicht berücksichtigt werden. Nähere Angaben über das Alter dieser Schottter sind aus den Verhältnissen meines Gebietes nicht abzuleiten. Auf größere Erstreckung hin verfolgbare Terrassen fehlen in der wenig gegliederten Landschaft vollkommen, eine Altersbestim-

mung auf orographischer Grundlage konnte also nicht versucht werden. Die Schotteranalyse zeigt, daß es sich durchwegs um Material aus dem benachbarten Schiefergebirge handelt, die diluvialen Schotter unterscheiden sich nach ihrem Geröllinhalt in keiner Weise von den jüngsten Bildungen in den Talauen. Nur südlich Kirmsees und westlich Gabellohe fand ich ganz vereinzelt Gerölle von schwarzem Kieselschiefer. Diese können nach Wurm (1934) nur aus dem Paläozoikum des Frankenwaldes stammen und bilden die Leitgerölle seiner ? untermiozänen „Urnaabserie", die mit ihrer nordwest-südöstlichen subsequenten Entwässerungsrichtung die alttertiäre konsequente, nach Südwesten gerichtete Entwässerung ablöste (vgl. dazu Reck [1913], Seefeldner [1914], Krummbeck [1927], Henkel [1920]). Es dürfte also in den Schottern ein Teil umgelagertes tertiäres Material mit enthalten sein. Die Hauptmasse der Schotter stammt im übrigen von den noch jetzt hier fließenden Quellbächen der Naab, für die wir während des Diluviums einen größeren Wasserreichtum annehmen müssen, sowie ein weiter nach Nordwesten reichendes Einzugsgebiet. Hierher zu rechnen ist die wohl erst im Diluvium nach Nordwesten abgelenkte Steinach, deren frühere Südostrichtung noch im Oberlauf, oberhalb Sophiental, erkennbar ist.

Die Abgrenzung der alluvialen Talauen gegen die diluvialen Schotter geschah stellenweise mehr gefühlsmäßig, da wegen der oben gezeigten Schwierigkeiten eine scharfe Grenzziehung nicht überall möglich ist. Sicherlich besteht ein Teil der als „alluvial" bezeichneten Aufschüttungen aus umgelagertem diluvialem Material. In den Talauen finden sich nicht selten Torfvorkommen, die auch von den Umwohnern gelegentlich ausgebeutet werden, doch sind sie infolge ihrer meist geringmächtigen Ausbildung nur von lokaler Bedeutung.

Schutt wurde überall dort kartiert, wo er in großer Mächtigkeit vorkommt, so besonders am Abfall des Schiefergebirges, wo das anstehende Gestein nur sehr selten zum Vorschein kommt; außerdem dort, wo er über fremdem Untergrund so mächtig ist, daß die Schichtgrenzen nicht erkennbar sind. Die Grenzen zwischen Schutt und Schottern und zwischen verschiedenartigem Schutt sind natürlich fließend und nicht ganz scharf zu ziehen.

Die Oberflächenformen sind wenig stark ausgeprägt, ganz im Gegensatz zum Weidenberger Gebiet, das mit seinen etwa 100 m tiefer gelegenen, dem Rhein tributären Wasserläufen den Typ einer jungen Erosionslandschaft darstellt, deren Flüsse durch rückschreitende Erosion ständig weiter nach Süden und Südosten vordringen und die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau immer weiter zurückverlegen. Im Gebiet von Kirmsees bis Kemnath und weiter nach Südosten beherrschen weite Schotterebenen das Landschaftsbild, die breiten, flachen Talmulden machen einen greisenhaften ausgeglichenen Eindruck, die Wasserläufe besitzen wenig Erosionskraft. Das Gebiet hat wohl seit der Zeit der altpliozänen Einebnung (vgl. Wurm 1933, 1934) keine sehr wesentliche Abtragung mehr erlitten. Der Einfluß der verschiedenen Gesteinsausbildung der älteren Sedimente auf die Oberflächenform kann sich also nur dort auswirken, wo diese von ihrer Schotterbedeckung befreit sind, d. i. besonders im Süden und Osten meines Gebietes, und auch hier finden wir infolge der faziellen Eigenart der Triasschichten nicht so ausgeprägte Stufenbildung an den Talhängen, wie wir sie in anderen Gegenden zu sehen gewohnt sind.

Die Neigung des Rotliegenden zur Bildung von tiefen Wasserrissen, die sich meist nur wenig in das alte Gebirge rückwärts einschneiden, wurde schon oben erwähnt. Die permotriadischen Grenzschichten und der Untere und Mittlere Buntsandstein sind meist mürbe und werden leicht abgetragen, in unserem Gebiet sind sie dazu meist unter den Schotterdecken begraben. Eine morphologisch hervortretende Stufe bildet erst der Karneolhorizont; die Anhöhen der Geiersleite, des Flintsbergs östlich Tressau, Höhe 508 nördlich vom Ort Flinsberg und eine schwache Stufe nördlich von Tauritzmühle werden durch die größere Widerstandsfähigkeit dieses Horizontes bedingt, ebenso die Höhen von Beerhof und östlich davon. Weiter nach Nordosten taucht er unter die Schotterflächen südöstlich von Immenreuth und tritt im Landschaftsbild nicht mehr hervor. Das obere Röt enthält im Westen des Gebietes felsige Bänke, die es an der Geiersleite, am Weg von Zenkenlohe nach Süden und unterm Südhang des Flintsberges entlang als ganz schwache gerundete Geländestufe hervortreten lassen. Im Osten wird es mürber, und an seine Stelle tritt der hangende Pflanzensandstein des Unteren Muschelkalks, der im ganzen Gebiet morphologisch am stärksten in Erscheinung tretende Horizont. Von Göppmannsbühl an, wo er zuerst in einer Mächtigkeit von einigen Metern entwickelt ist, bildet er den Nord- bzw. Westhang des schon früher erwähnten Höhenzuges Heidenaab—Berndorf—Oberbruck bis nordöstlich von Kulmain. Auch bei Wirbenz, Kötzersdorf und Eisersdorf bildet er Steilhänge, während er nördlich von Kemnath nur eine flache, aber doch deutlich erkennbare Stufe verursacht. Die Tone des Unteren Muschelkalks veranlassen überall, wo sie vorkommen, eine Verebnung, die meist von feuchten Wiesen eingenommen wird. Der höhere Muschelkalk ist widerstandsfähiger und bildet etwas steilere Hänge, doch vermissen wir infolge der faziellen Veränderungen eine Stufen-Untergliederung, wie sie für die normal ausgebildete Muschelkalk-Landschaft typisch ist. Neben den sanft geschwungenen flachen Rücken des Mittleren Keupers tragen im Triasvorland besonders noch die herausmodellierten Basaltschlote dazu bei, das Landschaftsbild lebendiger zu gestalten, in meinem Gebiet hat ein solcher die fast 600 m erreichende Anhöhe östlich Aign vor der Abtragung bewahrt. Von untergeordneter Bedeutung sind infolge ihres geringen Umfanges die Porphyrvorkommen, deren eines bei Lenau als stumpfer Kegel schon auf einige Entfernung hin sichtbar ist.

F. Tektonik

Die komplizierte saxonische Tektonik des Gebietes zwischen Weidenberg und Kemnath ist nicht ganz leicht zu klären. Die Übersichtskarten von Gevers und Kautzsch zeigen die Tektonik hier nur sehr grob und schematisch, eine Skizze von Weiss (1932, Taf. 1) für das Teilstück Wirbenz—Kemnath kommt den tatsächlichen Verhältnissen ziemlich nahe. Beim Betrachten meiner Karte ergibt sich im ganzen das Bild einer Aufwölbung im Norden, von der hinweg die Schichten der Trias im Westen nach Südwesten, im Osten nach Südosten einfallen. Dazu kommen Brüche, die — wie im gesamten Triasschollenland — meist herzynisch streichen. Aber es treten auch häufig Querverwerfungen und flache Verbiegungen in antiherzynischer Richtung auf (neben einzelnen Störungen mit abweichendem Streichen), so daß sich eine „Vergitterung" der tektonischen Richtungen ergibt. Stellenweise ist dadurch das Gebiet in einzelne, nach verschiedenen Richtungen gekippte Schollen zerlegt.

Im Norden und Nordwesten des Gebietes, nächst dem alten Gebirge, konnte ich mangels guter Aufschlüsse die Lagerungsverhältnisse nicht einwandfrei klären. Zumal die Grenze des alten Gebirges gegen das Rotliegende ist nirgends erschlossen, so daß es bisher nicht sicher festzustellen war, ob hier eine Randspalte entwickelt ist. Man gewinnt aber nach der gesamten Lagerung den Eindruck, daß sich im westlichen und mittleren Teil meines Gebietes zwischen Schiefergebirge und Rotliegendem keine Spalte findet, ebenso wie das Goller für das Weidenberger Gebiet nachweisen konnte, wo am Gebirgsrand nur eine Flexur ausgebildet ist und die „Fichtelgebirgs-Randspalte" als „Weidenberger Störung" ins Vorland ausstreicht. Die permischen und triassischen Sedimente scheinen auch hier, dem Phyllitmantel des alten Gebirges ohne Störung auflagernd, mit hochgewölbt zu sein; Brüche treten erst weiter südlich in der Verlängerung der Weidenberger Störung auf. Im Osten dagegen ergibt sich das Vorhandensein einer wirklichen „Randspalte" aus dem Abstoßen der verschiedenen Triasschichten gegen das alte Gebirge zwischen Aign und Unterwappenöst und weiter nach Südosten. Diese Störung oder ein Zweig von ihr muß zwischen Aign (wo im Ort der Karneolhorizont des Oberen Buntsandsteins ansteht) und dem Rotliegend-Vorkommen wenig weiter nordwestlich hindurchziehen, wobei der Nord-Flügel der gehobene ist, doch lassen sich weder Richtung noch Sprunghöhe genauer bestimmen. Auch weiter westlich lagern die Schichten nicht ganz normal. Das weit südliche Auftreten der permotriadischen Grenzschichten und des Unteren Buntsandsteins bei Gabellohe und das nach Norden vorgeschobene Vorkommen des Karneolhorizontes auf Höhe 508 bei Flinsberg zeigen, daß hier Dislokationen vorhanden sind. Da die Aufschlüsse nicht genügen, war nicht zu entscheiden, ob es sich um Schichtverbiegungen handelt, wie ich annehmen möchte, oder um einen durch Brüche begrenzten Horst (bei Gabellohe) bzw. Grabenbruch (bei Flinsberg).

Im Süden und Osten des Gebietes sind bessere Aufschlüsse vorhanden, so konnten die tektonischen Verhältnisse hier besser verfolgt werden. Die „Weidenberger Störung" Goller's, die in etwa SSO-Richtung von Weidenberg herunterzieht, biegt bei Fischbach etwas mehr nach Osten um, wie das Goller auf seiner Karte schon angedeutet hat, und zieht sich nach Südosten bis südlich von Göppmannsbühl. Die südlich dieser Störung liegende Scholle ist an einer Querstörung zerbrochen, derart, daß im Weidenberger Gebiet die südliche Scholle gegenüber der nördlichen gehoben, weiter südöstlich dagegen abgesunken erscheint. Diese Querverwerfung scheidet den östlichsten Teil der Höhe 566,8 südlich Fischbach ab; während bei dem Vermessungspunkt noch Muschelkalk ansteht, findet sich am Ostabfall des Rückens Benkersandstein aufgeschlossen. Wie weit sich diese Querstörung gegen Nordosten fortsetzt, konnte infolge der mächtigen Schotterbedeckung nicht festgestellt werden. Die Südost-Verlängerung der Weidenberger Störung ist nicht direkt aufgeschlossen, aber man kann ihren Verlauf daraus erschließen, daß auf der flachen Anhöhe südlich Kirmsees bis südlich Tressau Muschelkalk ansteht, und zwar — nach einem kleinen Aufschluß nahe Punkt 508 zu schließen — ziemlich flach gelagert, während am Südhang dieser Höhe, orographisch tiefer gelegen, an den Wegrändern bunte Letten und Sandsteine des Keupers zutage treten. Bei ungestörtem Einfallen wäre das unmöglich. Auch die Keuper-Sandsteine, die in verschiedenen Brüchen an und auf der Höhe 543 aufgeschlossen sind, zeigen nur eine äußerst geringe Schichtenneigung gegen

Süden. Eine starke Quelle bei Tauritzmühle könnte mit der SO-Fortsetzung der Weidenberger Spalte in Verbindung stehen. Bei Göppmannsbühl setzt die Störung (an einer Querverwerfung?) etwas weiter nach Norden, um über Heidenaab wieder in südöstlicher Richtung zu verlaufen. Die Schichten sind hier, von Göppmannsbühl bis nördlich von Wirbenz, am Südflügel der Störung aufgebogen, so daß der südliche Teil gegenüber dem nördlichen gehoben erscheint und zwar bei Göppmannsbühl staffelförmig in zwei (oder mehr ?) Brüchen. Der nördliche verläuft nördlich von der Straße Göppmannsbühl am Berg zur Bahnstation, an der vom Schloß bis zur Bahn ansteigend der Pflanzensandstein des untersten Muschelkalks ansteht, wenig nördlich findet man auf der Höhe Oberen Muschelkalk. Die südliche Störung ist in ihrem Verlauf nur annähernd festzulegen. Eine weitere Störung zieht von Göppmannsbühl nach Nordwesten, gegen Zenkenlohe hin mit abnehmender Sprunghöhe. Am Ostufer des großen Teiches nordwestlich von Göppmannsbühl (nordöstlich von Tauritzmühle) steht der Karneolhorizont des Oberen Buntsandsteins neben Muschelkalk an, weiter nordwestlich, unterm Südhang des Flintsberges entlang, ist der Karneolhorizont gegen das obere Röt verworfen. In der Umgebung von Göppmannsbühl kann man auch eine stark ausgeprägte Kleintektonik beobachten. Das Generalstreichen der Schichten bleibt zwar das gleiche, doch finden sich in den einzelnen kleinen Aufschlüssen oft erhebliche Abweichungen im Streichen und Fallen; auch eine Steilstellung der Schichten bis zu 90° konnte ich feststellen, z. B. am Weg wenig südlich von Heidenaab am Fuße der Anhöhe und an der Bahn südwestlich von Göppmannsbühl. Eine kleine Störung findet sich ferner nordwestlich von Göppmannsbühl. Während hier östlich des Weges, der zu der Tongrube führt, der Pflanzensandstein die Nordkante der Anhöhe bildet, liegt er an der Tongrube selbst wesentlich tiefer, seine hangendste Partie kann gerade noch an der Ostseite der Grube erschürft werden. Es kann sich aber hierbei auch um eine Flexur handeln. Nördlich von Wirbenz sind die Schichten der südlichen (hier gehobenen) Scholle flexurartig verbogen, im Hohlweg nach Norden fallen sie mit 27° gegen Süden ein, oberhalb auf der Höhe und auch am unteren (Süd-) Ende des Hohlweges ist das Fallen flacher. Östlich von Wirbenz sind dann wieder im Südwesten Sandsteine des Mittleren Keupers (direkt hinter dem Kalkofen bei Neuwirtshaus und im Walde westlich davon aufgeschlossen) gegen Oberen Muschelkalk im Nordosten verworfen. Die Störung ist auf der Höhe, etwa an der Grenze Wald gegen Feld, gut zu verfolgen. Es ist wahrscheinlich, daß etwa in der Gegend des kleinen Wasserlaufes, östlich Wirbenz eine nordöstlich streichende Querverwerfung besteht.

Nach Osten folgt eine weitere Reihe von Störungen verschiedener Streichrichtung, die das Gebiet um Kemnath in einzelne Schollen zerlegen, welche alle gegen Nordwesten hochgekippt sind und gegen Süden und Osten einfallen, was aus der Karte deutlich hervorgeht (vgl. auch Weiss 1932, S. 70). Nur die Scholle im Südosten von Kemnath scheint im ganzen abgesunken zu sein. Die Störung bei Kötzersdorf—Oberndorf ist am Weg durch das Nebeneinander von „Pflanzensandstein" und höherem Muschelkalk deutlich sichtbar (eine Parallelstörung konnte ich etwa 700 m nordwestlich von Oberndorf in einem kleinen, verfallenen Bruch oberhalb des Weges wieder erschürfen, hier ist noch einmal Pflanzensandstein gegen höheren Muschelkalk verworfen). In Oberndorf selbst geht ihr Vorhandensein aus dem verschiedenen Einfallen der Schichten hervor, das man in einigen der nicht ausgemauerten

Brunnen beobachten kann; ihre südliche Fortsetzung konnte ich nicht verfolgen. Östlich von Oberndorf, an der Straßengabelung halbwegs nach Kemnath, waren im Sommer 1937 beiderseits der Straße (diese wurde verbreitert) gute Aufschlüsse vorhanden, die ungestörte Schichtenlagerung mit ganz geringem Einfallen gegen Ostsüdost zeigten. Auch östlich der Straße fand sich noch ein kleiner Aufschluß in Letten und plattigen Karbonatsandsteinen der Lettenkohle. Man muß also eine Störung annehmen zwischen der Gegend von Fortschau südlich Kemnath, wo höhere Partien des Keupers anstehen, und der Westseite des Tales. Ihre vermutliche Fortsetzung nach Norden, die nördlich Kemnath Röt gegen Oberen Muschelkalk verwirft, konnte ich mit Hilfe des Stockbohrers festlegen, ebenso wie eine Störung östlich von Kemnath (Mittlerer Keuper neben Muschelkalk), die wahrscheinlich nach Westsüdwest unter die Stadt sich fortsetzt, ohne daß man Genaues über die Richtung aussagen kann. In Kemnath ist mir keine tiefere Bohrung bekannt geworden, die vorhandenen sollen nur Sande, Kiese und Letten in wechselnder Mächtigkeit erbracht haben, haben also wohl die jungen Flußaufschüttungen nicht durchstoßen. Die zwischen Kemnath und Oberbruck in antiherzynischer Richtung streichende Störung konnte ich östlich Oberbruck ebenfalls mit dem Bohrer festlegen, weiter nach Nordosten hin wird ihre Sprunghöhe geringer. Ihre Fortsetzung nordöstlich von Kulmain war nicht zu beobachten, möglicherweise biegt sie nach Osten um, jedenfalls zeigen die kleinen Aufschlüsse im Muschelkalk nördlich von Zinst eine etwas gestörte Schichtenlagerung und ein gegenüber den Aufschlüssen weiter westlich abweichendes Streichen und Fallen. Doch erweist es sich bei genauem Verfolgen der Aufschlüsse als sicher, daß bei Zinst der Muschelkalk gegen Osten unter den Keuper eintaucht und hier nicht Röt gegen Keupersandstein verworfen ist, wie es auf den Karten von Gevers und Kautzsch dargestellt wurde.

Daß neben der Bruchschollentektonik mit flachen quergerichteten Sätteln und Mulden auch stärkere Faltungserscheinungen eine Rolle spielen, beweist das aufgefaltete Muschelkalkvorkommen von Rothenhof oberhalb Zinst.

G. Zusammenfassung

Die Arbeit behandelt die Geologie des westlichen Vorlandes der Böhmischen Masse zwischen Kirchenpingarten und Kulmain—Kemnath. Eine geologische Spezialkarte des Gebietes wird aufgenommen, die Stratigraphie des Perms und der Unteren und Mittleren Trias sowie die Tektonik werden untersucht.

Die Rotliegendvorkommen werden ins Oberrotliegende gestellt. In den permotriadischen Grenzschichten (= terrestr. Zechstein) wird eine Mächtigkeitsabnahme gegenüber dem nordwestlich benachbarten Gebiet festgestellt.

Für den Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandstein werden deutlicher Fazieswechsel und Mächtigkeitsabnahme von Nordwesten nach Südosten aufgezeigt; der Hauptkarneolhorizont wird auf Grund der Arbeiten Steinleins über das Kulmbacher Gebiet ins mittlere Röt gestellt.

Der Kulmainer Bausandstein wird als „Pflanzensandstein“ auf Grund von Parallelen mit dem Eschenbacher Gebiet (in Übereinstimmung mit Heim) zum Unteren Muschelkalk gezogen. Für den Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk und die Lettenkohle werden (in Anlehnung an Gevers) starker

Fazieswechsel und bedeutende Mächtigkeitsabnahme in Richtung auf die im Südosten verlaufende Küste des Muschelkalkmeeres gezeigt.

Vulkanismus, Tektonik und Oberflächenformen des Gebietes werden beschrieben, Rückschlüsse auf Alter und Bildungsweise ergeben sich nur durch Vergleich mit anderen Gebieten.

Aufgenommene Profile

1. Profil aus den Steinbrüchen nördlich Kulmain, mu, so

Hangendes: (Im Steinbruch direkt südlich der Straßengabelung Wunsiedel—Marktredwitz aufgeschlossen). Dunkel graublaue sandige Tone des Unteren Muschelkalks, mit dünnen Bänkchen von festem bräunlichem Dolomitsandstein. Darunter:

1. 0,30—0,50 m Übergangszone: Dünne, mittelkörnige z. T. karbonatische bräunliche Sandsteinbänkchen und dünne weiße feinkörnige glimmerführende Sandsteinbänkchen, z. T. seitlich auskeilend, wechselnd mit grauen ± sandigen Lettenlagen. Darunter (im Steinbruch nördlich der Straßengabel):

2. 3,50—3,80 m mittelkörnige hellgelbe Feldspatsandsteine mit etwas gröberen Lagen, sehr grob gebankt, doch bei der Verwitterung z. T. in dünne Platten zerspringend, die stellenweise Schrägschichtung erkennen lassen, mit einzelnen dünnen seitlich auskeilenden hellgrünlich-grauen, glimmerreichen Lettenlagen und -linsen; auf den Schichtflächen zahlreiche Wurmspuren und Problematika (aus diesem Horizont stammt die von Goller im Steinbruch 200 m nördlich gefundene Fährtenplatte).

3. 4,10 m derselbe Sandstein, sehr grob gebankt, mit ganz dünnen hellgrauen Lettenlagen auf den Bankungsflächen.

mus

so2

4. 0,05—0,15 m rote sandige Lettenlagen von wechselnder Mächtigkeit.

5. 9,00 m (im Entwässerungsgraben unterhalb der Straße aufgeschlossen): Grob- und mittelkörnige, gelegentlich feinkörnige gelbe Sande und Sandsteine mit sehr viel z. T. großen, meist kantigen Feldspäten und Tonschmitzen, dazwischen hellrote, rotviolette und hellgrüne glimmerreiche Lettenlagen von wechselnder Mächtigkeit, etwa 5 m von oben ganz selten kleine Karneolknauern (in dieser Zone im Steinbruch weiter nördlich häufiger Karneolknauern und Kristalldrusen). Darunter im untersten Steinbruch:

6. 0,20 m gelbe und rötliche feinplattige, mürbe, tonige, feinkörnige Sandsteine.

7. 0,40—0,50 m rote, z. T. grüngestreifte sandige Letten mit unregelmäßig eingelagerten feinkörnigen Sandsteinbänkchen.

8. 0,90—1,00 m mittelkörniger, gelb- und weißstreifiger weicher Sandstein, ± tonig, mit dünnen, roten und grünen unregelmäßigen Lettenlagen.

9. 1,00—1,20 m rotviolett- und grünstreifige sandige Letten mit tonigen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinbänken.

10. 5,60 m aufgeschlossen: ganz ungebankte, hellgrau-gelbe, mittel- bis grobkörnige Arkose, stellenweise braun getüpfelt oder rotfleckig, mit groben Lagen und ganz vereinzelten Quarzgeröllen (nur kantengerundet) bis zu 5 cm Durchmesser; die rötlichen Feldspäte sind z. T. sehr groß, mit gut erhaltenen Kristallflächen. Unregelmäßig verstreut finden sich große Tongerölle, teils hellgrün, teils außen grün, innen rotviolett.

2. Profil im Hohlweg nördlich von Wirbenz, mo + ku, mu + mm

Hangendes: Tonige Sande und sandige Letten, grau und gelb, wenig darüber rote Letten und Sandsteine des km.

1. 0,50 m gelbliche, feste, fein- bis mittelkörnige Sandsteinbank.
2. 3,00—3,50 m schlecht aufgeschlossen: helle und graubraune feinkörnige Sandsteine mit Lettenlagen wechselnd.
3. 1,70 m gelbbräunliche feste feinkörnige Arkosesandsteinbank, feingeschichtet.
4. 2,60—2,80 m graue und braune schiefrige Letten mit feinkörnigen Sandbänkchen (weiß) und einigen festeren bräunlichen (ehemalig karbonatischen) Sandsteinbänken.
5. 2,50 m graugelbe, z. T. braun- und grünfleckige, sandig-tonige Dolomitbänke, teilweise mit Kalkspatdrusen, lagenweise knollig-dünnplattig zerfallend.
6. 4,00 m graue und braune plattige Dolomitsandsteine, wechselnd mit feinkörnigen gelblichen Sandsteinbänken und mürben tonigen Lagen.
7. 0,60 m plattige Dolomitsandsteine.
8. 1,10 m sehr feste gelbliche, braungetüpfelte Dolomitsandsteinbank.
9. 1,50 m graue sandige, schiefrige Letten mit dünnen knolligen Dolomitsandsteinbänkchen, nach oben übergehend in festeren feinkörnigen, z. T. dolomitischen Sandstein.
10. 0,35 m gleichmäßig feinkörnige, gelbe feste Arkosesandsteinbank mit wulstiger Oberfläche.
11. 2,70—2,90 m Wechsel von gelben, braunen und grauen sandig-dolomitischen Bänken, z. T. hart, wellig, z. T. mürbe und schiefrig-tonig.
12. 1,80 m gelbbräunliche feste feinkörnige Arkosesandsteinbank.
13. 1,50 m graue sandige Schieferletten.
14. 0,60 m feste, gleichmäßig feinkörnige Sandsteinbank mit hellem Glimmer, gelblichweiß mit kleinen schwarzen Punkten.

15.	3,50 m	Wechsel von braungrünen und grauen verschieden dicken, sandig-tonigen, wulstigen Dolomitbänken, teils sehr hart, teils mürbe, mit schiefrigen Lettenzwischenlagen, die untersten 40 cm stark tonig.
16.	0,80 m	graublaue sandige Schieferletten, glimmerreich.
17.	3,50 m	harte sandige z. T. tonige Dolomitplatten, mit Wurmspuren und Rhizokorallien auf den Schichtflächen.
18.	1,70—2,00 m	schlecht aufgeschlossen: weiße und gelbe, z. T. braungetüpfelte feinkörnige Sandsteinplatten, darunter helle Sandsteine mit grauen und rötlichen Lettenlagen wechselnd.
	mo + ku / mu + mm	
19.	0,25 m	feinkörniger weißer Sandstein.
20.	0,70 m	rote sandige Letten.
21.	2,00—2,20 m	gelber und weißer gleichmäßig feinkörniger Sandstein, unten braun.
22.	0,25 m	graue Letten.
23.	0,80—0,90 m	mürber, gleichmäßig feinkörniger gelber und weißer Sandstein, oben braun und mulmig.
24.	0,70—0,80 m	feste weiße und gelbbraune (ehemalig karbonatische) Arkose-sandsteine mit grauen Lettenzwischenlagen.
25.	0,30 m	brauner mulmiger Sandstein.
26.	0,80—0,90 m	graublaue Letten mit bräunlichen, fein- bis mittelkörnigen, Feldspat und Glimmer führenden Sandsteinbänken wechselnd.
27.	0,50—0,60 m	braungelbe z. T. getüpfelte Sandsteine, teilweise schwach karbonatisch, mit hellem Glimmer.
28.	0,50 m	Wechsel von Sandsteinbänken und sandig-tonigen Dolomitplatten mit dünnen Lettenlagen.
29.	2,50—3,00 m	sandig-tonige Dolomitplatten, teils glatt, teils wellig-wulstig, mit sandigen Lettenlagen.
Liegendes:		Noch 12—15 m Dolomitsandsteine, Sandsteine (z. T. mit Muschelabdrücken) und Letten, bis zum „Pflanzensandstein" des Unteren Muschelkalks.

3. Profil im Hohlweg Kulmain-O, mo, mu

Hangendes:		(An der Südseite der Zinster Straße): Mehrere Meter blaue und graue Letten und Mergel von wechselnder Festigkeit.
1.	0,06—0,10 m	harte braune, in frischem Zustand bläulich-graue, tonige Dolomitbank mit Kalkspatdrusen und -adern.
2.	0,25—0,30 m	graue und gelbbraune Dolomitsandsteinplatten von wechselnder Dicke mit grauen Lettenlagen. Darunter im Hohlweg nach Norden:

3. 0,90 m graubraune und grünlich-gelbe Dolomitsandsteinplatten, mit ganz dünnen Lettenlagen eingeschaltet.

4. 1,70—1,90 m graue sandige, schiefrige, bröcklige Letten, z. T. leicht karbonatisch, wechselnd mit dünnen welligen Bänkchen von Dolomitsandstein. Zwischengelagert einige harte gelbbraune, sandige Dolomitbänke von 0,05 — 0,15 m Dicke, mit grünlich-gelben Schmitzen von Dolomitmergel, und von ganz dünnen Kalkspatadern durchzogen (dieser Horizont geht weiter nördlich in feste Dolomitsandsteinbänke mit viel Muschelabdrücken über).

5. 0,50 m tonig-sandige Dolomitsandsteinbänke, nach unten übergehend in dünnplattige, hellgraue bis weiße, feinkörnige Sandsteine mit ganz dünnen grauen Lettenlagen, sehr glimmerreich.

6. 0,25—0,30 m braun- und gelbfleckiger Dolomitsandstein mit hellen Glimmerschüppchen (schwillt weiter nördlich auf 0,60 m Dicke an).

7. 0,40 m feinkörniger weißer dünnplattiger Sandstein mit ganz dünnen grauen Lettenzwischenlagen, die aber bis auf 10 cm Dicke anschwellen können. Sehr glimmerreich. Geht stellenweise seitlich in gelben Dolomitsandstein über.

8. 2,20—2,40 m unregelmäßig gebankte gelbe und bräunliche Dolomitsandsteine mit vereinzelten gelben flachgedrückten Dolomit„geröllen"; eingeschaltet sind einzelne dünne weiße sehr feinkörnige Sandsteinbänkchen und glimmerreiche Tonlagen.

9. 0,10—0,20 m weißer Feinsandstein mit grauen Glimmerletten von schwankender Dicke.

10. 0,30 m aufgeschlossen: bräunlich-gelbe dünnplattige Dolomitsandsteine.

3—9 m Lücke (Bei Zinst in dieser Höhe rote Letten, unterlagert von mehreren Metern hellem, stellenweise braungetüpfeltem, mittelkörnigem Sandstein mit Glimmer.)

Darunter im Hohlweg weiter nördlich:

11. 1,10 m Wechsel von dünnplattigen gelben, schwach karbonatischen und weißen glimmerreichen Sandsteinen mit dünnen sehr glimmerreichen grauen Lettenlagen (in diesen kohlige Überreste von Pflanzenhäcksel).

12. 0,15—0,20 m gelbbraune Dolomitsandsteinbank mit Muschelabdrücken.

13. 0,10—0,12 m graue Schieferletten und tonige Sandsteinschiefer, glimmerreich, schwach karbonatisch.

14. 1,20 m dünnplattig zerspringende, feste, gelbe und weiße Feinsandsteine mit dünnen stellenweise auskeilenden Lettenzwischenlagen, glimmerreich, sehr fossilreich, schwach karbonatisch.

15.	0,40 m	blaugraue Letten mit viel Glimmer und dünnen Feinsandbänkchen.
16.	0,45 m	feste, dünnplattig zerspringende gelbe Dolomitsandsteinbank, Glimmer und Fossilien führend.
17.	0,10 m	hellgraue tonige mürbe Sandsteinbank.
18.	0,15 m	weiße Sandsteinschiefer mit grauen Letten.
19.	0,05 m	harte gelbe Dolomitsandsteinbank.
20.	0,15 m	wie Nr. 18.
21.	0,45 m	dunkelblaugraue Glimmertone mit dünnen Sandsteinbänkchen.
22.	0,70 m	gelbe, gelegentlich getüpfelte, z. T. dickbankige Dolomitsandsteine, stark fossilführend.
23.	0,25 m	wie Nr. 18.
24.	0,30—0,35 m	braungelbe Dolomitsandsteine mit Glimmer, oben einige dünne graue Lettenlagen eingeschaltet.
25.	0,20 m	Letten, oben schwarzblau, fast nur aus Glimmer bestehend, unten sandiger, braun.
26.	1,70—1,90 m	weiße Sandsteine, dicke, mürbe, sehr gleichmäßig feinkörnige Bänke mit etwas Glimmer, wechselnd mit schiefrigen Feinsandstein- und Lettenlagen.
27.	0,10—0,20 m	gelbbrauner mürber, toniger Sandstein.
28.	0,20 m	graue Glimmerletten mit weißen Feinsandbänkchen.
29.	0,40—0,45 m	grobgebankter, mürber, weißer, gleichmäßig feinkörniger Sandstein mit Glimmer.
30.	1,00—1,50 m	schlecht aufgeschlossen: Weiße und gelbe Sandsteine und graue Letten.
Liegendes:		Mehrere Meter graue Tone mit einzelnen dünnen hellen oder braunen Dolomitsandsteinbänkchen.

4. Profil am Eingang zum Basaltbruch Rothenhof bei Zinst, mo+ku

Hangendes:		Bunte Letten mit Sand- und Kieslagen (Tertiär ?)
1.	± 1,00 m	gelber und weißer feinkörniger Sandstein, lagenweise schwach karbonatisch.
2.	0,25 m	bunte bröckelige Letten mit gelben dolomitischen Knollen.
3.	± 2,00 m	feinkörnige Dolomitsandsteine, gelblich, mit feiner brauner Tüpfelung, härtere (stärker karbonatische) und weichere Bänke wechselnd.

4. 0,40 m mürbe, grünlichgelb- und dunkelbraun-fleckige, feinsandige und tonige schwach karbonatische Lagen, härtere und weichere Partien unregelmäßig wechselnd.

5. 0,65 m hellgelb- und grünlich-gefleckte, sehr harte Dolomitbank, splittrig brechend.

6. 3,50—4,00 m dunkelblaugraue bröcklig-schiefrige Letten mit Glimmer und einigen 5—15 cm starken, festen braunen Dolomitsandsteinbänkchen (entspricht den hangendsten Schichten im Profil aus dem Hohlweg Kulmain—O).

Darunter im Drahlseilbahneinschnitt:

7. 0,15—0,25 m harte, bräunlichgelbe tonige Dolomitbank mit dünnen Kalkspatadern.

8. 0,30 m feste grünlich-gelbe, stark karbonatische Bank, die oberste Schicht braun und sandig-mulmig.

9. 2,20 m graubraune und grünlich-gelbe Lagen von tonigem glimmerreichem mürbem Sandstein, sandige bröckelige Letten und festere knollig-wellige Lagen von sandigem Dolomit und Dolomitsandstein im Wechsel.

10. 0,65 m ziemlich feste braune Sandsteinbank, oben mulmig.

11. 0,08 m brauner Dolomitsandstein.

12. 0,20 m tonige helle Sandsteine und graue Letten, glimmerreich.

13. 1,10—1,20 m fester gelbbrauner Dolomitsandstein, schwarz getüpfelt, mit grünlich-gelben Dolomit„geröllen", zuoberst lockere, dunkelbraune sandig-mulmige Schicht.

14. 1,05—1,10 m weißer bis gelblicher feinkörniger, mürber Sandstein mit viel Glimmer und selten auftretenden grauen Lettenschmitzen.

15. 0,10—0,15 m graue sandige bröckelige Letten mit Glimmer und dünnen Sandsteinbänkchen.

16. 0,45 m fein- bis mittelkörniger weißgelblicher Sandstein mit viel Glimmer wie Nr. 14.

17. 0,25—0,30 m ebensolcher Sandstein mit grauen Lettenlagen wechselnd und gelegentlich seitwärts in diese übergehend.

18. 0,12 m gelbbraune bis grünliche, dunkel-rostbraun verwitternde sandige Dolomitbank.

19. 0,25—0,35 m gelblich-weißer Sandstein, stellenweise feingetüpfelt, mürbe, feinkörnig, mit braunen dolomitischen Lagen und Knollen und wechselnd starken Lettenlagen.

20. 0,90 m aufgeschlossen: weißgelblicher feinkörniger, glimmerhaltiger mürber Sandstein mit Lettenschmitzen und wenigen 2—3 cm dicken grünlich-grauen Lettenlagen. In den oberen Partien schwach karbonatisch.

Schriften

Bayerisches Oberbergamt: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. — 2.: Franken, Oberpfalz und Schwaben nördlich der Donau. — München 1936.

Blanck, E.: Ein Beitrag zur Chemie und Physik der Tongallen im Buntsandstein. — Württemb. Jh., **63.** 1907.

— : Handbuch der Bodenlehre, 3: Die Lehre von der Verteilung der Bodenarten an der Erdoberfläche. — Berlin 1930.

Bornemann, J. G.: Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalkes in Thüringen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1885, S. 267—321. Berlin 1886. Und: Über den Muschelkalk. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1888, S. 417—439. Berlin 1889.

Büchler, F.: Beitrag zur Kenntnis der grünen und roten Letten. — Geogn. Jh., **33.** 1920.

Dorn, P.: Zur Kenntnis des oberfränkischen Buntsandsteins. — Geogn. Jh., **39,** 1926, S. 1—10. München 1926.

— : Der oberfränkisch-oberpfälzische Buntsandstein. — Z. deutsch. geol. Ges., **83,** 1931, S. 13—38. Berlin 1932.

v. Freyberg, B.: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **45.** 1922.

— : Zerstörung und Sedimentation an der Mangroveküste Brasiliens. — Leopoldina, **6,** S. 69—117. Leipzig 1930.

— : Die Röt—Muschelkalkgrenze bei Eisfeld und im Schalkauer Muschelkalkplateau. — Geol. u. paläontol. Abh., N. F. **19,** H. 3. 1932.

Gevers, T. W.: Zur Sedimentpetrographie des oberfränkischen Muschelkalks. — Zbl. Min. usw., Jg. 1926, S. 417—428. 1926.

— : Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmischen Masse. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **56,** B, S. 243—436. 1927.

Goller, K.: Die Geologie des Gebietes von Weidenberg—Goldkronach. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **165.** Berlin 1935.

Grupe, O.: Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1912, **33,** I, S. 397—421. Berlin 1914.

Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. — Gotha 1868.

Häntzschel, W.: Die Schichtungsformen rezenter Flachmeerablagerungen im Jade-Gebiet. — Senckenbergiana, **18.** 1936.

Heim, F.: Gliederung und Faziesentwicklung des Oberen Buntsandsteins im nördlichen Oberfranken. — Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt, H. 11. München 1933.

Henkel, L.: Die Terrassen des Maintals bis zum Eintritt in die Oberrheinische Ebene. — Geol. Rdsch., **10.** Leipzig 1920.

Hildebrand, E.: Die stratigraphische Stellung des Karneolhorizontes. — Zbl. Min. usw., Jg. 1929, B, S. 41—49. 1929.

Kaiser, E.: Kaolinisierung und Verkieselung als Verwitterungsvorgänge in der Namibwüste Südwestafrikas. — Z. Kristallogr., **58.** 1923.

— : Die Diamantenwüste Südwestafrikas. — Berlin 1926.

Kalkowsky, E.: Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari. — Abh. naturwiss. Ges. Isis Dresden. 1901.

Kautzsch, E.: Der Einfluß der Böhmischen Masse auf die Entwicklung des Buntsandsteins an ihrem Nordwestrand. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **70**, B, S. 29—92. 1933.

Knetsch, G.: Der Keuper in der bayerischen Oberpfalz (eine petrogenetische Studie). — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **61**, B, S. 83—150. 1929.

v. Koenigswald, R.: Das Rotliegende der Weidener Bucht. Beitrag zur Geologie der nördlichen Oberpfalz. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **61**, B, S. 185 bis 242. 1929.

Krumbeck, L.: Zur Kenntnis der alten Schotter des Nordbayerischen Deckgebirges. — Geol. u. Paläontol. Abh., N. F. **15**, H. 3. 1927.

Loretz, H.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Blatt Neustadt an der Heide. — Berlin 1885.

Lotze, F.: Die Verbreitung roter Gesteine im Mittleren Muschelkalk Nordwestdeutschlands. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **69**, B, S. 383—396. 1933.

Mägdefrau, K.: Die fossile Flora von Singen i. Th. und die pflanzengeographischen Verhältnisse in Mitteleuropa zur Buntsandsteinzeit. — Ber. deutsch. bot. Ges., **49**, H. 6. 1931.

— : Zur Stratigraphie und Fossilführung des Thüringischen Buntsandsteins. — Beitr. Geol. Thür., **3.** 1933.

Meyer, F.: Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm—Trias. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1910, **31**, I, S. 383—447. 1913.

Osswald, K.: Geologie der Umgebung von Erbendorf und die dortigen Steinkohlenlager. — Geogn. Jh., **34**, 1921.

Passarge, S.: Die Kalahari. — Berlin 1904.

Reck, H.: Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davis'schen Zyklustheorie. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, 1912, S. 81—232. 1913.

Reis, O. M.: Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. I. Muschelkalk und Untere Lettenkohle. — Geogn. Jh., **22**, 1909, S. 1—285. 1910.

— : Ausflug in die Triasablagerungen im unteren Steinachtal zwischen Laineck, Rodersberg und Döhlau, am Oschenberg. Aus dem Führer zu geol. Ausflügen in die Umgebung von Bayreuth und Berneck. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **12.** 1922.

Rübenstrunk, E.: Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. — Diss. Heidelberg 1909.

Schmidt, M.: Die Lebewelt unserer Trias. — Öhringen 1928.

Schneiderhöhn, H.: Das Otavi-Bergland und seine Erzlagerstätten. — Z. prakt. Geol., **37**, S. 85—116. 1929.

Schuster, M.: Abriß der Geologie von Bayern rechts des Rheines, 4. Abt. — München 1928.

— : Die Gliederung des unterfränkischen Buntsandsteins. 2: Der Obere Buntsandstein oder das Röt. — Abh. geol. Landesuntersuch. bayer. Oberbergamt, H. 9. München 1933.

Scupin, H.: Die Nord-Sudetische Dyas. Eine stratigraphisch-paläogeographische Untersuchung. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **9**, H. 27. 1931.

Seefeldner, E.: Morphogenetische Studien im Gebiet des Fränkischen Jura. — Forsch. Landes- u. Volksk. Deutschl., **21**, H. 3. 1914.

Sefmann, R.: Die geologischen Verhältnisse längs der Amberg—Sulzbacher und der Auerbach—Pegnitzer Störung. — Abh. naturhist. Ges. Nürnberg, **22**, H. 3. 1925.

Steinlein, H.: Das Buntsandsteingebiet zwischen Kulmbach und Bayreuth. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **180**. Berlin 1938.

Storz, M.: Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. — **2**. Berlin 1928—1931.

Strigel, A.: Das süddeutsche Buntsandsteinbecken. — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, **16**. 1929.

de Terra, H.: Die Umgebung von Erbendorf. Beitr. zur Geologie der nördlichen Oberpfalz. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **51**, S. 353—412. 1925.

Vollrath, P.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des fränkischen Wellengebirges. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **50**, S. 120—288. 1924.

Weiss, W.: Der Lettenkohlenkeuper am Nordwestrand der Böhmischen Masse und seine Beziehungen zur Trias-Randfazies. — Kallmünz 1932.

Wilser, J. L.: Paläogeographie der Perm—Trias-Profile am südöstlichen Rand des Rheintalgrabens. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **71**, B, S. 1—17. 1934.

Wurm, A.: Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **69**, B, S. 257—291. 1933.

— : Zur Morphogenese von Südostdeutschland. — Geol. Rdsch., **23a**, Salomon-Calvi-Festschr. Berlin 1933.

— : Zur Geschichte der tertiären Flußsysteme im Osten Bayerns. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **71**, B, S. 165—193. 1934.

Urschrift eingegangen am 2. März 1938

Druckauftrag erteilt am 17. März 1939

Verwitterungsstudien an Bodenprofilen auf alten Landoberflächen im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges

Von Paul Pfeffer, Berlin

Aus dem Institut für Bodenkunde

Inhalt

Seite

Einleitung 176
I. Beschreibung der untersuchten Verwitterungsprofile und Bodenproben . . 177
II. Die angewandten Untersuchungsmethoden 181
III. Untersuchungsergebnisse 181
IV. Zusammenfassung der Ergebnisse 195
Schriften 196

Einleitung

Gelegentlich geologischer Aufnahmen der Blätter Ruppichteroth, Weyerbusch und Eitorf (Siegerland) wurden von Schriel prädiluviale, tonreiche Verwitterungsböden in größerem Ausmaße festgestellt, deren nähere Untersuchung auf ihre Entstehung und chemische Zusammensetzung im Hinblick auf ihr verbreiteteres Vorkommen im Bereiche alter Landoberflächen namentlich in den westdeutschen Mittelgebirgen von Interesse erschien.

Das in Frage kommende Gebiet liegt an der Nordabdachung des Westerwaldes. Die hier vorherrschenden, in das Untere Devon, und zwar in die Siegener Stufe gehörenden Wechsellagerungen von klastischen Gesteinen und Schiefern sind je nach dem Vorherrschen des Tonschiefer- oder Grauwacken-Anteils und dem Auftreten von Rotschiefer-Einlagerungen als Odenspieler, Bensberger und Wahnbach-Schichten ausgeschieden.

In einigen breiteren Mulden legt sich darüber das von Schriel als Rimmert-Schichten angesprochene Oberkoblenz. Auch hier handelt es sich um Wechsellagerungen und klastische und schieferige Schichten. Die sehr quarzreichen festen quarzitischen Sandsteineinlagerungen treten aber hier

gegenüber den weicheren Schiefern stärker hervor, so daß diese Quarzit-Schiefer der Rimmert-Schichten im ganzen schwerer verwitterbar sein dürften, als die Grauwacken-Schiefer der darunter folgenden Herdorfer Schichten.

Wenn im folgenden zwischen den Grauwacken-Schiefern der Herdorfer und den Quarzit-Schiefern der Rimmert-Schichten unterschieden wird, so ist dabei zu bedenken, daß es sich streng genommen bei den Einlagerungen nicht um echte Grauwacken und Quarzite handelt, sondern mehr um grauwacke- und quarzitähnliche Sandsteine.

I. Beschreibung der untersuchten Verwitterungsprofile und Bodenproben

Die hier zu untersuchenden Verwitterungserscheinungen sind nun nicht etwa an eine der aufgeführten Schichtenfolgen gebunden. Zunächst ist man geneigt anzunehmen, daß sich tertiäre Verwitterungstone vorwiegend auf dem schieferreichen Material finden würden. Da aber einerseits die Reste alter Landoberflächen im allgemeinen auf breiten, hohen Rücken des Rumpfgebirges vor der Erosion geschützt und in wenig umgelagerter Form erhalten geblieben sind, und andererseits die widerstandsfähigen klastischen Einlagerungen die eigentlichen Rückenbildner darstellen, so waren geeignete Fundpunkte für das zu untersuchende Material gerade im Bereiche des Rimmertquarzits zu finden.

Das eigentliche tonige Material ist meist nur nesterweise erhalten und durch spätere Überrollung von diluvialem Verwitterungslehm überdeckt, so daß man oft in den als alte Landoberfläche bezeichneten Gebieten typische Doppelprofile, wie sie in den Profilbeschreibungen Tab. 1 u. 2 zum Ausdruck kommen, antrifft. Unter einem mit Rohhumus mehr oder weniger stark durchsetzten und gebleichten A-Horizont Tab. 1 u. 2 folgt der gelbe Anreicherungshorizont des gebleichten braunen Waldbodens. Allerdings ist die bei der Probeentnahme festgestellte und durch Eisenhydroxyd bedingte Braunfärbung des B-Horizontes nur bei dem Profil I mit einer tatsächlichen Eisenanreicherung verbunden (siehe Tab. 1, 3 u. 5). Bei Profil II ist die Braunfärbung dieses Horizontes nicht durch eine stärkere Eisenzufuhr, sondern nur durch die Art der Eisenausscheidung auf der Oberfläche der einzelnen Bodenteilchen (siehe Tab. 2, 4 u. 6) bedingt. Hier zeigt sich wieder einmal, wie vorsichtig man mit Rückschlüssen auf chemische Veränderungen in der Gesamtsubstanz lediglich aus der Färbung des Bodens sein muß.

Wenn hier trotzdem von einem B-Horizont gesprochen wird, dann vor allem wegen des höheren Gehaltes an abschlämmbaren Teilchen gegenüber dem A-Horizont (Tab. 1 u. 2). Auch die Zunahme an Gesamttonerde in diesem Horizont namentlich gegenüber der Kieselsäure und der erheblich größere Anteil an salzsäurelöslichen Bestandteilen (Tab. 7 u. 8) läßt den Illuvialhorizont erkennen.

Erst unter diesem B-Horizont des bis hierher als gebleichter brauner bis rostfarbener Waldboden anzusprechenden Profils folgt das tonige, durch fossile Verwitterung entstandene mehr oder weniger gebleichte Material, wie es so

Tabelle 1

Profil I. Koblenzquarzit

Nr. des Inst. für Bodenkunde	Entnahmeort	Gesteinsart	Horizont, Mächtigkeit	Kurze Bodenbeschreibung	1 Mechanische Zusammensetzung: Teile gröber als 2 mm	I Sand 2—0,1 mm	II Feinsand 0,1-0,05 mm	III Staubsand 0,05-0,01 mm	IV Tonige Bestandteile unter 0,01 mm	2 Humusgehalt %	3 P_H	4 Wurzellösliche Nährstoffe: K_2O	P_2O_5	5 Durch 100 g Boden aus ein $^1/_{10}$ n. Ammonchloridlösung absorbierte M Ac. Ammonchlorid
5014	Auf dem Leuscheid, Wegegabel nördl. Höhe 362	Oberkoblenz, Rimmertquarzit	A 10 cm	Von Beerkrautwurzeln stark verfilzter graubrauner, etwas gebleichter sandiger Lehm	38,0	32,4	17,1	23,9	26,6	7,5	3,0	8,6	1,0	1,1
5015		desgl.	B 75–100 cm	Gelb-brauner, an gebleichten Quarzitbrocken reicher, diluvialer Verwitterungslehm	36,8	25,0	18,9	24,4	31,7		4,2	8,9	0,0	0,9
5016		desgl.	10—15 cm	Sandiger, grauer, z. T. etwas eisenfleckiger Ton, taschenförmig in die schieferreicheren Schichten nach unten greifend	8,8	27,2	12,2	18,3	42,3		3,8	7,1	0,0	0,9
5017		desgl.	darunter	Stark ausgebleichte Quarzitbänke, die durch die Ton- und Lehmdecke hindurch bis fast an die Oberfläche ragen							5,3	14,7	0,1	1,1
5018		desgl.		Erzanreicherung im Quarzit-Schiefer							7,2	17,8	0,3	2,2
5019	An der Straße Velken—Ruppichteroth im Steinbruch nördl. Velken	desgl.		Frischer Rimmertquarzit							7,9	30,7	0,0	2,3
5020	An der Paßhöhe zwischen Altennümbrecht und Nümbrecht	Rimmertquarzit in verschiedenen Verwitterungsstadien		Roter mit Eisen angereicherter Quarzit							6,2	25,5	0,0	
5021		desgl.		Morscher, brauner, stark angewitterter, sehr klastischer Quarzit							5,4			

Tabelle 2

Profil II. Herdorfer Schichten (bei Alten Herfen Kammstraße)

Nr. des Inst. für Bodenkunde	Entnahmeort	Horizont bezw. Mächtigkeit	Kurze Bodenbeschreibung	1 Mechanische Zusammensetzung					2	3	4	5
				Teile gröber als 2 mm	I Sand 2—0,1 mm	II Feinsand 0,1-0,05 mm	III Staubsand 0,05-0,01 mm	IV Tonige Bestandteile unter 0,01 mm	Humusgehalt %	P_H	$CaCO_3$ %	Durch 100 g Boden aus einer 1/10 n.-Ammonchloridlösung absorbiert: M Ae. Ammonchlorid
5023	500 m östlich Alten Herfen, Kammstraße. Birken- u. Eichen-Stockausschlag	A 5 cm	Stark durchwurzelter, Rohhumus führender, gebleichter Lehm	15,6	25,6	14,5	32,5	27,4	7,5	3,8	0,0	
5024	desgl.	B 50—100 cm	Gelb-brauner, ziemlich milder Lehm, reich an kleinen Grauwackebrocken	18,3	11,9	8,9	32,2	47,0		3,9	0,0	1.9
5025	desgl.	50—100 cm	Tertiär vertonte Grauwacken-Schiefer	20,6	10,4	5,6	21,8	62,2		3,9	0,0	3,3
5026	desgl.	darunter	unfrischer, bröckliger, glimmerreicher Tonschiefer							4,0		

häufig im Gebiet der alten Landoberfläche anzutreffen ist. Die Schlämmanalysen (Tab. 1 u. 2) zeigen zunächst, daß es sich namentlich bei dem Profil I keineswegs um rein toniges Material handelt, sondern um ein noch sand- und grusreiches Verwitterungsprodukt, in dem Grauwackebröckchen von 2 mm Korngröße und darüber nicht fehlen. Die Mächtigkeit des tonreichen Horizontes wechselt sehr stark. Da das anstehende Gestein des tieferen Untergrundes aus Wechsellagerungen von Grauwacken bzw. Quarziten und Schiefern besteht, ragen die von der Verwitterung weniger ergriffenen Grauwacke- und Quarzitbänke häufig von unter her in den tonigen Horizont hinein und durchragen ihn stellenweise bis in den B- und A-Horizont hinein.

Wenn auch die schieferreicheren Bänkchen mit ihrer stärkeren Neigung zu mechanischem Zerfall leichter und vollständiger der Vertonung anheimfallen, so zeigt doch das ganze Profilbild und das Ergebnis der mechanischen Analysen mit ihrem hohen Anteil der Fraktionen II und III, daß auch das klastische Gesteinsmaterial, soweit es nicht besonders stark verkieselt und dickbankig ist, mit von dem Vertonungs- und Bleichungsprozeß ergriffen worden ist.

Auch feste Gesteinsbänke des Untergrundes sind häufig durch Verwitterungsvorgänge stark verändert, ohne daß sie ihr festes Gefüge eingebüßt haben. So sind die Quarzitbänke (Nr. 5017), die bei dem Profil I in den tertiären Ton hineinragen, stark ausgebleicht und haben, wie die chemische Untersuchung Tab. 3 zeigt, das Eisen fast restlos verloren, auch ihre Erdalkalien sind stark ausgelaugt. Die Entbasung kommt auch in der Ph-Zahl von 5,3 gegenüber 7,9 bei dem frischen Gestein (Tab. 1) zum Ausdruck. Nur der Gehalt an Gesamt-Kali ist nicht zurückgegangen.

Festes Schiefermaterial im Bereiche der Herdorfer Schichten, das in ähnlicher Weise wie der Quarzit (Nr. 5017) stark zersetzt und gebleicht ist, wurde im Bereiche der oben genannten Blätter nicht angetroffen. Dagegen sind bei der Kartierung auf Blatt Ahrweiler ebenfalls in Herdorfer Schichten, bis in größere Tiefe reichende Bleichungserscheinungen auch an festen Schiefern beobachtet worden. Es erschien zweckmäßig, eine dort entnommene Probe (Nr. 5056) hier zum Vergleich heranzuziehen.

Die tertiär vertonten und ausgebleichten Schichten gehen in sehr wechselnder Tiefe zunächst in festes, unfrisches Gesteinsmaterial und schließlich in größerer Tiefe in frischen Schiefer bzw. Quarzit oder Grauwacke über (Nr. 5019, Tab. 3 und Nr. 5026 u. 5028, Tab. 4).

Als sekundäre Erscheinung der Bleichungs- und Zersetzungsvorgänge tertiärer Zeit sind eisen- und gelegentlich auch manganführende Vererzungen teils in den obersten Horizonten des anstehenden Gesteins (hier besonders von den Klüften zwischen Grauwacke- und Schieferbänken aus) teils konkretionsartig (Glaskopf) in den gebleichten und vertonten Schichten selbst anzutreffen. Über die Entstehung der sogenannten Soonwalderze hat von Bülow (1923) berichtet. Der Eisengehalt ist namentlich in den glaskopfähnlichen Proben 5020 und 5030 recht erheblich, während dort, wo das Eisen von den Klüften aus in porösem, aufgelockertem Gestein ausgeschieden ist, die prozentuale Anreicherung nicht diese Höhe erreicht (Nr. 5018, 5021, 5027, Tab. 3 u. 4).

II. Die angewandten Untersuchungsmethoden

Es ist bis heute leider nicht möglich, die Bodenmineralien ihrem Mengenverhältnis nach quantitativ zu erfassen. Die eigentliche verwitterte Substanz, auf die es im Boden in erster Linie ankommt, liegt in Korngrößen vor, deren Teilchen optisch kaum noch voneinander zu trennen sind, zumal da die Austauschkomplexe schon wegen ihres stark schwankenden Wasser- und Basengehaltes keine konstanten optischen Eigenschaften besitzen. Die Bestrebungen, mit Hilfe der chemischen Analyse die Verwitterungsmineralien, etwa kaolinische und zeolithische Silikate durch Anwendung verschieden starker Lösungsmittel zu isolieren, haben bisher zu wenig befriedigenden Ergebnissen geführt, da 1. von den verschiedenartigen Gelen und Gelgemischen, 2. von den Verwitterungssilikaten, 3. von den unverwitterten Silikaten ein mehr oder weniger großer Anteil durch jedes Lösungsmittel angeriffen wird. Durch Auszug mit Säuren, Elektrodialyse und dergleichen erfaßt man also stets ein Gemisch dieser drei Gruppen von Bodenkomponenten. Man kann daher aus dem Molekularverhältnis der einzelnen durch derartige Auszüge in Lösung gebrachten Komponenten zueinander keine weitgehenden Schlüsse auf die Mineralzusammensetzung ziehen. Dagegen erscheint es für den Vergleich der Ergebnisse von Salzsäureauszug und Bauschanalyse zweckmäßig, die Werte des Salzsäureauszuges nicht auf 100 g Boden, sondern in Prozent der Summe der tatsächlich durch Salzsäure gelösten Anteile zu berechnen, wie in Tab. 7 u. 8 geschehen. Siehe auch R. Ganssen und K. Utescher (1934, S. 7).

Die Bauschanalyse soll bei der Betrachtung der verschiedenen Horizonte eines Bodenprofils einen Überblick über die Veränderungen in der Gesamtbodensubstanz einschließlich der Feldspäte und des Quarzes geben und damit die Grundlage für derartige Verwitterungsstudien bilden. Über die in den einzelnen Horizonten vorhandenen Mengen an leichter angreifbaren mineralischen Komponenten gibt der Salzsäureauszug einen Anhalt, nur dürfen diese, wie erwähnt, nicht als einheitliche Substanz bzw. chemische Verbindung betrachtet werden.

Für die Beantwortung einiger spezieller Fragen über die Wurzellöslichkeit der im anstehenden Gestein vorhandenen Nährstoffe wurde die Neubauer-analyse herangezogen. Außerdem wurden in einigen Fällen die Mengen an austauschbaren Basen nach den Methoden von Vageler-Alten (1933) bzw. nach der Methode Schollenberger (1930) bestimmt.

III. Untersuchungsergebnisse

Die Bauschanalysen der Tabellen 3—6 zeigen zunächst sehr auffällig besonders hohe Gesamtmengen an Tonerde und geringe Kieselsäurewerte in den vertonten Bodenhorizonten Nr. 5016 und 5025 bzw. in dem weiß gebleichten Schiefer Nr. 5056, und zwar sowohl gegenüber dem Boden der A- und B-Horizonte der diluvialen Verwittterungsdecke als auch gegenüber dem frischen Quarzit bzw. Grauwackengestein. Dem Schiefer der Herdorfer Schichten gegenüber ist der Unterschied geringer, liegt aber in derselben Richtung. Auf S. 180 wurde schon erwähnt, daß keineswegs nur der Schiefer die Muttersubstanz der tonigen Schichten darstellt.

Tabelle 3

Profil I (Koblenzquarzit)

Gesamtanalysen (Karbonat- bzw. Flußsäureaufschluß)

Nr. des Instit. für Bodenkunde	Art des Materials	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Mn_3O_4	Gewichtsverlust durch Trocknen (105°)	Gewichtsverlust durch Glühen (Gebläse)	P_H Zahl	Neubauer-Kali
5014	Grau-brauner, etwas gebleichter, sandig-kiesiger Lehm (A-Horizont) . .	76,71	5,88	0,80	2,39	0,12	Sp.	0,04	0,85	0,46	—	1,95	10,76	3,0	8,6
5015	Gelb-brauner, an gebleichten Quarzitkörnern reicher, diluvialer Verwitterungslehm (B-Horizont)	74,66	10,16	0,92	4,78	0,15	0,08	0,09	1,54	0,73	0,07	1,40	4,32	4,2	8,9
5016	Sandiger, grauer, z. T. etwas eisenfleckiger Ton	64,30	22,06	0,94	1,44	0,11	0,06	0,15	3,93	1,28	—	1,37	4,21	3,8	7,1
5017	Stark ausgebleichte Quarzitbänke	86,17	7,62	0,42	0,96	0,04	0,00	0,18	1,17	0,46	—	0,27	1,88	5,3	14,7
5018	Erzanreicherung im Quarzit-Schiefer . . .	77,22	6,24	0,42	9,57	0,27	0,30	0,31	0,94	0,38	1,20	0,33	3,02	7,2	17,8
5019	Frischer Rimmertquarzit	83,81	6,50	0,45	3,47	0,17	0,54	0,94	1,18	0,19	0,10	0,14	1,71	7,9	30,7
5020	Roter, mit Eisen angereicherter Quarzit . .	52,73	11,72	0,75	26,42	0,30	0,32	0,40	2,02	0,35	0,02	0,83	5,25	6,2	25,5
5021	Morscher, brauner Quarzit	68,02	11,50	0,77	10,99	0,09	0,00	0,39	2,26	0,34	0,00	0,62	4,77	5,4	—

Tabelle 4

Profil II (Herdorfer Schichten)

Gesamtanalysen (Karbonat- bzw. Flußsäureaufschluß)

Nr. des Instit. für Bodenkunde	Art des Materials	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Mn_3O_4	Gewichtsverlust durch Trocknen (105°)	Gewichtsverlust durch Glühen (Gebläse)	P_H Wert	Neubauer-Kali mg
5023	Rohhumusreich., gebleichter Lehm (A-Horizont) .	69,19	8,83	0,81	3,11	0,13	0,15	0,47	1,72	0,48	—	2,60	11,42	3,8	—
5024	Gelb-brauner, zieml. milder Lehm, reich an kleinsten Grauwackebröckchen (B-Horizont)	69,28	15,02	0,99	3,22	0,10	0,36	0,78	2,78	0,57	—	1,46	4,76	3,9	9,2
5025	Tertiär vertonte Grauwacken-Schiefer	62,42	21,47	0,89	3,11	0,13	Sp.	0,85	3,92	0,38	—	1,24	5,26	3,9	—
5026	Unfrischer, bröckliger, glimmerreich. Tonschiefer	62,21	17,90	0,91	5,62	0,12	Sp.	1,89	3,18	0,39	—	1,32	5,12	4,0	—
5027	Poröse, aufgeweichte, innerlich braune, auf den Klüften rotgef. Grauwacke	64,71	10,47	0,59	15,46	0,16	Sp.	0,23	1,59	0,27	—	0,66	4,53	6,8	—
5028	Frische Grauwacke . .	77,51	9,81	0,54	4,78	0,18	0,39	1,11	1,35	0,78	—	0,19	2,13	7,7	—
5029	Frischer Schiefer (aus dem Steinbruch b. Unkelmühle)	64,16	17,10	0,30	6,58	0,17	0,43	2,33	2,73	1,62	—	0,67	3,63	7,5	—
5030	Glaskopfartiger, durch Ausscheidg. des Eisens um einen Konzentrationsherd entstandener, knolliger Brocken aus dem vertonten Grauwacken-Schiefer . .	66,99	7,02	0,22	21,40	0,21	0,06	0,08	1,49	0,00	0,07	0,43	2,68	6,8	—
5056	Fast weiß gebleicht. Schiefer (Herdorfer Schichten auf Bl. Ahrweiler) . . .	62,72	23,03	1,34	2,39	0,22	Sp.	1,16	4,43	0,98	—	0,34	4,69	4,5	—

Tabelle 5

(Profil I)

Ergebnisse der Gesamtanalysen auf humus- und wasserfreie Substanz berechnet

Nr. des Instituts für Bodenkunde	Art des Materials	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Mn_3O_4
5014	Grau-brauner, etwas gebleichter sandig-kiesiger Lehm (A-Horizont)	87,8	6,75	0,92	2,74	0,14	Sp.	0,05	0,97	0,53	—
5015	Gelb-brauner, an gebleichten Quarzitkörnern reicher, diluvialer Verwitterungslehm (B-Horizont)	79,3	10,76	0,98	5,07	0,16	0,08	0,10	1,63	0,77	0,07
5016	Sandiger, grauer, z. T. etwas eisenfleckiger Ton	68,3	23,40	0,10	1,53	0,12	0,06	0,16	4,17	1,36	—
5017	Stark ausgebleichte Quarzitbänke	88,2	7,80	0,43	0,98	0,04	0,00	0,18	1,20	0,47	—
5019	Frischer Rimmertquarzit . . .	85,4	6,62	0,46	3,54	0,17	0,55	0,96	1,20	0,19	0,10
5020	Roter, mit Eisen angereicherter Quarzit	56,1	12,45	0,80	28,15	0,32	0,34	0,43	2,14	0,37	0,02

Tabelle 6

(Profil II)

Ergebnisse der Gesamtanalysen auf humus- und wasserfreie Substanz berechnet

Nr. des Inst. für Bodenkunde	Art des Materials	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
5023	Rohhumusreicher, gebleichter Lehm (A Horizont) . .	80,5	10,38	0,94	3,62	0,15	0,17	0,55	2,00	0,56
5024	Hellbrauner, ziemlich milder Lehm (B Horizont) . . .	73,8	16,00	1,05	3,44	0,11	0,38	0,83	2,96	0,61
5025	Tertiär vertonte Grauwakken-Schiefer	66,7	22,99	0,95	3,33	0,14	Sp.	0,91	4,19	0,41
5028	Frische Grauwacke (Herdorfer Schichten)	79,4	10,07	0,55	4,89	0,18	0,40	1,14	1,38	0,80
5029	Frischer Schiefer aus dem Steinbruch bei Unkelmühle	67,1	17,89	0,31	6,88	0,18	0,45	2,44	2,85	1,69
5056	Fast weiß gebleichter Schiefer (Bl. Ahrweiler	66,2	24,25	1,41	2,52	0,23	Sp.	1,22	4,68	1,03

Von Bedeutung ist zunächst die Frage, ob die Zunahme der Gesamttonerde in dem tonigen Verwitterungsmaterial auf einer Art Lateritisierung, also einer Anreicherung freier Tonerde, einer starken Abnahme des Quarzgehaltes oder auf der Entstehung kieselsäureärmerer Silikate beruht.

Die Werte der Tab. 7 (Ergebnisse des Salzsäureauszuges, berechnet in % der Summe des insgesamt durch Salzsäure Gelösten) zeigen, daß im salzsäurelöslichen Bodenanteil die Verhältnisse z. T. gerade umgekehrt liegen. Der eisenfleckige Schieferton der Probe Nr. 5016 zeigt hier den niedrigsten Tonerde- und höchsten Kieselsäurewert innerhalb des Profils 1. Besonders dem frischen Rimmertquarzit Nr. 5019 gegenüber ist die Zunahme an löslicher Kieselsäure und die Abnahme der Tonerde auffallend. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei Vergleich der frischen Grauwacke der Herdorfer Schichten (Nr. 5028) mit dem vertonten Grauwackenschiefer (Nr. 5025, Tab. 8). Eine Verschiebung des Verhältnisses Kieselsäure : Tonerde zugunsten der Tonerde auch in den Salzsäureauszügen ist nur zu erkennen, wenn man die frischen Schiefer mit den Verwitterungsprodukten vergleicht. Der hohe Gehalt an salzsäurelöslicher Kieselsäure in dem frischen Schiefer ist aber auf das Vorhandensein größerer Mengen leicht zersetzlicher Mineralien zurückzuführen, wie hier schon der hohe Basengehalt erkennen läßt.

Jedenfalls ist mit einer stärkeren Bildung salzsäurelöslicher Tonerde, also auch freier Tonerde bei der Entstehung der tonigen Verwitterungsprodukte nicht zu rechnen. Freie Tonerde läßt der Salzsäureauszug dagegen gerade in dem an Gesamt-Kieselsäure sehr reichen gebleichten Quarzit (Nr. 5017) vermuten.

Wenn nun die Tonerdezunahme in den Ergebnissen der Bauschanalysen bei den Proben Nr. 5016, 5025, und 5056 nicht auf der Entstehung freier Tonerde beruht, so kann sie entweder durch starkes Zurücktreten des Quarzes in diesen Horizonten oder durch Anreicherung tonerdereicher Mineralien zu erklären sein.

Über die in den einzelnen Horizonten vorhandenen Quarzmengen geben die in Tab. 9 aufgeführten Ergebnisse einiger Schwefelsäureauszüge Aufschluß.

Der hohe unlösliche Rückstand der Herdorfer Grauwacke (Nr. 5028) besteht zum größten Teil aus Quarz. Der silikatische Anteil in den Rückständen kann sowohl bei der Grauwacke als auch bei den übrigen Proben nur gering sein. Das zeigen die äußerst geringen Differenzen zwischen den beim Schwefelsäureauszug einerseits und bei der Bauschanalyse andererseits erhaltenen Tonerde- und Alkaliwerten. Im ganzen sind sonst die Unterschiede in der Zusammensetzung der Schwefelsäureauszüge (Tab. 9, Anm. 3) relativ gering.

Auch bei den von Herrn J. H. Hellmers freundlicherweise ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen (Tab. 13) tritt der Quarz sowohl in der frischen Herdorfer Grauwacke, als auch in deren Rückstand des Schwefelsäureauszuges stark in den Vordergrund. Allerdings zeigt sich bei der mikroskopischen Untersuchung des durch Schwefelsäure nicht gelösten Mi-

Tabelle 7

Profil I v. Rimmert-Quarzit

Salzsäureauszüge [1 Std. kochen HCl 1,15]

Nr. des Instituts für Bodenkunde	Art des Materials	% HCl-lösliche Bestandteile	In dem durch HCl gelösten Bodenanteil (ausschl. Wasser) entfallen auf die einzelnen Komponenten							
			SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	P_2O_5 %	CaO %	MgO %	K_2O %	Na_2O %
5014	Von Beerkraut stark verfilzter dunkelgrau-brauner Bleichhorizont	5,55	24,1	34,9	35,1	1,30	1,21	0,99	1,52	0,85
5015	Gelbbrauner, an gebleichten Quarzitbrocken reicher, diluvialer Vewitterungslehm	9,74	22,3	27,4	46,3	0,72	0,52	1,20	1,03	0,49
5016	Sandiger, gebleichter, grauer, z. T. etwas eisenfleckiger Schieferton . .	2,58	49,5	20,5	18,6	3,10	2,02	1,12	3,14	2,02
5017	Ausgebleichte Quarzitbänke	3,00	24,0	45,7	19,0	2,24	1,37	1,70	4,03	2,13
5019	Frischer Rimmert-Quarzit	7,66	25,3	23,2	37,0	1,16	3,50	7,56	1,36	0,82
5020	Glaskopfähnlicher eisenreicher Quarzit	31,56	7,40	8,85	82,2	0,67	0,32	0,12	0,47	0,12

Tabelle 8

Profil II. Grauwackenschiefer der Herdorfer Schichten

Salzsäureauszüge [1 Std. kochen HCl 1,15]

Nr. des Instituts für Bodenkunde	Art des Materials	% HCl lösliche Bestandteile	In dem durch HCl gelösten Bodenanteil (ausschl. Wasser) entfallen auf die einzelnen Komponenten							
			SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	P_2O_5 %	CaO %	MgO %	K_2O %	Na_2O %
5023	Stark durchwurzelter Rohhumus, führender gebleichter Lehm	8,26	35,1	26,5	31,2	0,88	1,17	2,93	1,54	0,68
5024	Hellbrauner, ziemlich milder Lehm, reich an kleinen Grauwackebrocken	10,24	38,1	25,8	29,3	0,71	0,44	3,37	1,58	0,50
5025	Tertiär vertonter Grauwacken-Schiefer	7,50	32,1	28,9	33,0	0,75	0,89	1,83	1,89	0,69
5028	Frische Grauwacke der Herdorfer Schichten . . .	16,32	21,8	30,9	36,6	0,91	1,76	5,62	1,76	0,52
5029	Frischer Schiefer der Herdorfer Schichten	14,84	39,0	19,2	30,0	0,72	1,76	8,08	0,74	0,59
5056	Fast weiß gebleichter Schiefer	3,70	40,6	35,6	11,10	3,06	1,92	1,40	5,10	1,22

Tabelle 9

Auszüge mit Schwefelsäure 1 : 5 [8-stündige Behandlung bei 200°]

Nr. des Instituts für Bodenkunde	Art des Materials	Siehe Anmerkung	In H_2SO_4 nicht gelöst	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
5016	Sandiger, gebleichter, etwas eisenfleckiger Schieferton	1	38,34	27,40	21,72	1,32	0,16	Sp.	0,39	3,42	0,78
		2		26,12	21,19	0,84	0,08	—	0,36	3,34	0,73
		3		49,5	40,3	1,6	0,15	—	0,68	6,3	1,4
5025	Tertiärer vertonter Grauwacken-Schiefer	1	35,80	27,55	19,92	3,71	0,12	Sp.	0,63	3,51	0,37
		2		25,14	17,75	1,24	0,06	—	0,49	3,37	0,32
		3		52,0	36,7	2,6	0,12	—	1,0	7,0	0,6
5028	Frische Grauwacke, Herdorfer Schichten	1	73,37	8,74	7,82	4,90	0,16	—	1,03	1,05	0,38
		2		5,40	3,08	—	0,02	—	1,05	0,27	0,08
		3		56,5	32,2	0,0	0,2	—	—	8,0	3,0
5029	Frische Schiefer, Herdorfer Schichten	1	47,75	19,44	14.35	6,81	0,15	0,40	2,07	2,54	0,48
		2		13,66	11,55	2,36	0,04	0,14	0,88	2,43	0,38
		3		43,4	36,7	7,5	0,13	0,45	2,8	7,7	1,2
5056	Fast weiß gebleichter Schiefer	1	37,00	28,35	22,42	1,32	0,26	—	0,47	3,97	0,44
		2		26,85	21,10	0,0	0,15	—	0,42	3,78	0,39
		3		51,00	40,2	—	0,3	—	0,8	7,2	0,74

Anmerkung: 1 Direkte Ergebnisse berechnet auf 100 g lufttrockenen Feinbodens.
2 Direkte Ergebnisse berechnet auf 100 g lufttrockenen Feinbodens nach Abzug der schon durch Salzsäure gelösten Mengen.
3 Werte der einzelnen Komponenten berechnet in % des tatsächlich durch Schwefelsäure lösbaren Anteils.

neralanteils, daß neben Quarz auch Feldspath, Serizit und bemerkenswerterweise Kaolin vorliegt. Letzterer ist hier also nicht, wie im allgemeinen angenommen wird, durch die einstündige Behandlung mit Schwefelsäure bei 200 Grad restlos aufgeschlossen worden.

Die Untersuchungen zeigen jedenfalls, daß die relative Zunahme des Tonerdegehaltes in den Verwitterungsprodukten gegenüber der frischen Grauwacke in den Werten der Bauschanalyse (Tab. 3—6) in erster Linie durch die Unterschiede im Quarzgehalt zu erklären sein dürften.

Bei der Untersuchung der Frage, inwieweit nun auch tonerdehaltige, schon im Gestein vorhandene Mineralien oder auch Mineralneubildungen bei den Tonerdeanreicherungen eine Rolle spielen, zeigte es sich, daß im Zusammenhang mit der Tonerdezunahme eine recht ungewöhnliche Anreicherung an Kali, besonders bei den Proben Nr. 5056, 5025 und 5016 (Tab. 3 u. 4) stattgefunden hat.

Schon Jenny (1931) weist darauf hin, daß eine gewisse Kalianreicherung im Verwitterungsverlauf häufig zu beobachten ist und erklärt diese Erscheinung mit Absorptionsvorgängen. Die Ergebnisse der Keimpflanzenmethode nach Neubauer zeigen hier nun aber bei den an Gesamtkali reichen Proben im Vergleich zu dem an Gesamtkali ärmeren, frischen Gestein keineswegs höhere, bei Probe Nr. 5016 sogar besonderers niedrige Werte (Tab. 11).

Tabelle 10

Nr.	Untersuchtes Material	Kaliwerte der Bauschanalyse % (humus- u. wasserfrei)	Kaliwerte der Neubauer-analyse mg
5019	frischer Koblenzquarzit	1,20	30,7
5056	fast weiß gebleichter Schiefer	4,68	34,8
5016	sandiger, grauer, eisenfleckiger Ton	4,17	7,1
5014	gebleichter sandig-kiesiger Lehm auf Koblenzquarzit	0,97	8,6
5058	frischer Sandstein der Herdorfer Schichten	—	42,1

Noch deutlicher zeigen die im Rahmen einer anderen Arbeit vom Verfasser (1938) ausgeführten Untersuchungen auf den Gehalt an austauschbaren Basen nach der Methode Schollenberger (1930), daß es sich hier bei den Kalianreicherungen keineswegs um austauschbares Kali handelt (Tab. 11).

Der relativ hohe Gesamtkaligehalt in den gebleichten Schiefern und den prädiluvialen tonreichen Verwitterungsböden liegt also zweifellos in nicht austauschbarer Form vor. Daß aber die kalireiche Mineralkomponente zum Teil in Salzsäure löslich sein muß, zeigen die in Tab. 7 und 8 aufgeführten hohen Kaliwerte in den Salzsäureauszügen der Verwitterungsprodukte (Nr. 5016, 5017, 5025) gegenüber den entsprechenden geringen Werten des frischen Gesteinsmaterials der Probe Nr. 5019, 5028 und besonders 5029.

Tabelle 11

Nr.	Art des untersuchten Materials	durch $^1/_1$ normale Ammoniumacetatlösung aus 100 g Boden austauschbare M. Ae.				Alkaliwerte der Bauschanalyse		nach Methode Neubauer
		CaO	MgO	K_2O	Na_2O	K_2O %	Na_2O %	K_2O mg
5058	frischer Sandstein Quarzit d. Herdorfer Schichten	1,153	0,964	0,505 (23,8 mg)	0,477	1,11	1,52	42,1
5056	fast weiß gebleichter Schiefer	1,184	0,308	0,285 (13,4 mg)	0,326	4,43	0,98	34,8
5077	hellgrauer sehr schwach eisenfleckiger Verwitterungston	1,940	1,292	0,140 (6,6 mg)	0,034	3,13	0,65	13,5

Tabelle 12

Ergebnisse mikroskopisch mineralogischer Untersuchungen (ausgeführt von J. H. Hellmers)

(Die mit a bezeichneten Proben sind das frische gepulverte Gesteins- bzw. Bodenmaterial, die mit b bezeichneten Proben die Rückstände der Schwefelsäureauszüge.)

Nr.		
5029 a	Frischer Schiefer der Herdorfer Schichten (Unkelmühle)	Reichlich basischer Feldspat, meist Andesin, an der Oberfläche z. T. zu Kaolin und Serizit zersetzt, daneben Quarz in sehr feiner Verteilung, Gelbfärbung durch Eisenhydroxyd, Serizit tritt im ganzen stark zurück.
5028 a	Frische Grauwacke der Herdorfer Schichten 500 m östlich Alten Herfen	Stark überwiegend Quarz, daneben Feldspat, etwas Serizit und Kaolin, die Feldspäte z. T. äußerlich stark kaolinisiert oder serizitisiert.
b	do.	Überwiegend Quarz und Feldspatsplitter, letztere z. T. noch mit kaolinischen Verwitterungshäutchen überzogen, daneben Kaolinschüppchen, Serizit stark zurücktretend.
5025 a	Tertiär vertonter Grauwacken-Schiefer (s. Tab. 2)	Vorherrschend Feldspäte und Serizit, daneben Kaolin und Quarz, alles durch Eisenhydroxyd stark braun gefärbt.
b	do.	Feldspatsplitter, Quarz, Kaolinschüppchen und wenig Serizit.

Nr.		
5016 a	Sandiger grauer Verwitterungston (s. Tab. 1)	Noch erheblich mehr Serizit als bei 5025 a. Die Serizite sind hier infolge Mangels an Eisenoxyd stärker gebleicht. Häufchen von zusammengekitteten Feldspatsplittern, daneben Quarz.
b	do.	Gröbere Feldspatsplitterchen neben feinem Feldspatpulver, daneben Quarz, nur noch einzelne Serizite, viele kleine Kaolin-Schüppchen.
5056 a	Fast weiß gebleichter Schiefer, Herdorfer Schichten (Bl. Ahrweiler)	Massenhaft Serizit, Quarz in feinster Verteilung tritt zurück, ziemlich reichlich Feldspat, wenig Kaolin.
b	do.	Serizit z. T. verschwunden, er überwiegt aber noch den in feiner Verteilung vorhandenen Quarz, daneben Kaolin- und Feldspatsplitterchen vorhanden.

Von schwer angreifbaren, kalireichen Mineralien kommt als Produkt einer tiefgreifenden Verwitterung in erster Linie der Serizit in Frage. Allerdings ist die Entstehung von Serizit durch Oberflächenverwitterung in der Literatur noch umstritten.

Rosenbusch (1905, S. 263) vertritt den Standpunkt, daß Serizit neben charakteristischem Muskowit, Feldspat und Quarz eines der wichtigsten Mineralien der dynamometamorphen Gesteinsumbildung sei. Rosenbusch weist aber schon auf die mannigfaltige Entstehungsweise des Serizit nach Feldspat, Nephelin, Leuzit und zahlreichen anderen Mineralien hin.

Nach Doelter (1917, S. 439) entsteht der Glimmer selten aus dem Schmelzfluß. Für die Beurteilung der Bedingungen der häufigen Bildung aus Sedimenten und die pseudomorphen Umwandlungen aus anderen Silikaten fehlt es an experimentellen Belegen. Doelter vermutet hier die Beteiligung fluorhaltiger Lösungen.

Andererseits vertritt Rosenbusch (1905, S. 267) die Ansicht, „daß die gewöhnliche atmosphärische Verwitterung des Feldspates in der großen Mehrzahl der Fälle nicht Kaolin, sondern Serizit liefere", Beispiele werden allerdings leider nicht angeführt.

Durch Arbeiten von W. Noll (1936) ist nachgewiesen, daß Kaolin, Montmorillonit und Serizit sich bei Temperaturen unter 400 Grad aus alkalihaltigen Lösungen bei Anwendung verschiedener Tonerdemodifikationen und reinem Tonerdegel bilden können. Die Abgrenzung der Bildungsbedingungen für Kaolin, Montmorillonit und Serizit ist durch die Alkali- und Wasserstoffionen-Konzentration der Lösungen gegeben. Im sauren Medium entsteht vorwiegend Kaolin, im alkalischen Medium Montmorillonit, beide bilden sich aber in weitem Konzentrationsbereich nebeneinander.

Die Entstehung des Serizit wurde noch bei Temperaturen unter 250 Grad in Systemen von Tonerde, Kieselsäure und Alkali im Mengenverhältnis der Muskowit-Zusammensetzung, also bei hohen Kalikonzentrationen im alkalischen Medium nachgewiesen. Allerdings vollzieht sich eine Bildung weniger leicht als die des Montmorillonits unter denselben Versuchsbedingungen. Eine gleichzeitige Bildung von Serizit und Kaolin wurde von Noll nicht gefunden.

Noll hält es für wenig wahrscheinlich, daß Serizit als normales Verwitterungsprodukt (Oberflächenverwitterung) entsteht, weil der Umsatz von Tonerde- und Kieselsäurehydraten zu Serizit wesentlich langsamer als die Montmorillonit- und Kaolinbildung verläuft, und weil die hohe Alkali- insbesondere Kalikonzentration und alkalische Reaktion, die für diesen Umsatz erforderlich sind, im Verwittterungsverlauf kaum in Betracht kommen.

Auch über den Charakter der „Böden alter Landoberflächen" gehen die Ansichten auseinander. Nach E. Wüst (1907) ist die Vertonung der alten Landoberflächen auf Kaolinisierung der Feldspäte zurückzuführen, die nach Ramann (1905) unter Fortführung des Eisens in der humussauren Form in einem stark humiden Klima erfolgt. Harrassowitz (1926) dagegen lehnt den Vorgang der Kaolinisierung unter dem Einfluß von Moorsubstanz ab und kommt auf Grund der Beobachtung, daß die über die Kaolinbildung verlaufende Verwitterung in erster Linie durch Basen- und Kieselsäure-Abfuhr gekennzeichnet ist, zu dem Schluß, daß der entbaste Kaolin nur ein Übergangsprodukt auf dem Wege zur Allitisierung darstellt. Stark humides Klima und Moorbedeckung sollen nach Harrassowitz nur eine starke Auflösung der Mineralsubstanz (Podsolierung), nicht aber eine Umwandlung von Mineralien bedingen.

A. Stahl (1912) hält die kaolinige Verwitterung nicht für den typischen Vorgang klimatischer Verwitterung in der Tertiärzeit. Vielmehr läßt die nesterweise Verteilung der Kaolinlagerstätten, die insbesondere an bestimmte Tertiärsedimente gebunden sind, den starken Einfluß örtlich begrenzter Moor- und Braunkohlebedeckungen erkennen. Als Reste einer ehemalig zusammenhängenden Kaolindecke sind daher nach Stahl die Kaolinlagerstätten keineswegs anzusehen.

Von H. Rösler (1902) wird der Alkaligehalt gewisser, durch Moorverwitterung entstandener Kaolinerden als Anhalt dafür angesehen, daß neben dem Kaolin bei der Zersetzung der Feldspäte Serizit als Nebenprodukt entsteht, der von dem ebenfalls in Kaolinlagerstätten häufig vorhandenen primären Muskowit nicht zu unterscheiden ist, nur soll er in besonders feiner Verteilung auftreten.

Antipov-Karatow & Brunowsky (1936, S. 336) sind der Ansicht, daß Glimmer und Hydroglimmer als eine der ersten Verwitterungsstufen der Feldspäte anzusehen und ähnlich wie der Montmorillonit sehr verbreitet sein müssen. Gegen die Meinung, daß der Glimmer gewissermaßen als Übergangsstufe von Feldspat zu weitergehend zersetzten Verwitterungsprodukten anzusehen sein, spricht m. E. allerdings seine schwere Zersetzbarkeit.

Auf starke Anreicherung von Serizit, wahrscheinlich als Rückstandsprodukt der Verwitterung von Phycoden-Schiefern und -Quarziten in Thüringen weisen J. H. Hellmers & P. Pfeffer (1937) hin.

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Tone aus dem Siegerlande und Ahrgebiet lassen nun ebenfalls deutlich erkennen, daß dem Serizit gerade im Bereiche der alten Landoberflächen erhebliche Bedeutung zukommt. Einen Hinweis auf die Herkunft dieses Serizites gibt vielleicht der fast weiß gebleichte Schiefer Probe 5056.

von Groddeck (1902) beschreibt devonische Tonschiefer- und Grauwackeschichten, die von einem „meist graulich-weißen Gestein begleitet werden, welches die Bergleute als ‚Weißes Gebirge' bezeichnen". Dieses Gestein wurde zunächst mineralogisch für ein Talkschiefer gehalten, der aber später

von Sandberger durch chemische Analyse als Tonerdekalisilikat, und zwar als Serizit erkannt wurde. Dasselbe Gestein ist nach von Groddeck schon im Taunus, im Soonwalde, in den Schiefern des Moseltales, im Ostharz und anderen Schiefergebieten wiedergefunden, aber bisher nicht in Verbindung mit den Verwitterungsböden alter Landoberflächen genannt worden. Der Serizit findet sich in dem „Weißen Gebirge" oft in ziemlich reinem Zustande ausgeschieden.

Die in Tab. 13 aufgeführte Analyse des „Weißen Gebirges", Fundpunkt Holzappel Nr. 32 (von Groddeck 1902) zeigt in ihren Werten der wichtigsten Komponenten weitgehende Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Bauschanalyse der Probe Nr. 5056 (Tab. 4).

Tabelle 13

Gegenüberstellung der Bauschanalyse des „Weißen Gebirges" Holzappel Nr. 32 (270 m Tiefe) und des gebleichten Schiefers Nr. 5056

	Holzappel	5056
Kieselsäure	50,75	62,72
Tonerde	17,05	23,03
Titansäure	2,07	1,34
Eisenoxyd	1,42	2,39
Phosphorsäure	0,18	0,22
Kalk	0,95	Sp.
Magnesia	0,90	1,16
Kali	4,42	4,43
Natron	0,76	0,98
Eisenoxydul	7,35	—
Manganoxydul	4,83	—
Sulfidschwefel	0,04	—
Kohlensäure	8,80	—

Nur die Werte für Eisenoxydul, Manganoxydul, Schwefel und Kohlensäure weichen stark ab. Probe Nr. 5056 ist frei von diesen Komponenten, die bei der aus 270 m Tiefe stammenden von Oberflächenverwitterung nicht berührten Probe Holzappel mit dem hohen Gehalt an Eisen- und Mangankarbonat im Zusammenhang stehen. Nr. 5056 ist dementsprechend etwas reicher an Kieselsäure und Tonerde.

Im ganzen deutet jedenfalls die Ähnlichkeit der übrigen Werte stark darauf hin, daß Probe Nr. 5056 aus einem derartigen, ursprünglich wahrscheinlich ebenfalls basenreicheren Weißschiefer entstanden ist.

Die Serizitbildung in den Weißschiefern steht mit der Oberflächenverwitterung nicht im Zusammenhang, ihre Ursachen sind anderer Natur. Die starke Widerstandsfähigkeit des Serizits in dem gebleichten Schiefer (Nr. 5056), der in der Nachbarschaft tertiärer toniger Verwitterungsprodukte zutage tritt, läßt darauf schließen, daß mit größter Wahrscheinlichkeit auch der Serizit in diesen tonigen Bildungen nur ein Anreicherungsprodukt des im

anstehenden Muttergestein vorhandenen Minerals ist. Ob „Weißschiefer" in größerem Umfange als Zwischenprodukt bei der tonigen prädiluvialen Verwitterung von Schiefern auftritt, kann hier noch nicht entschieden werden und wird weiter verfolgt.

Daß im Verlaufe der Verwitterung zusätzlich noch durch Neubildung Serizit entstanden sein könnte, ist wenig wahrscheinlich. In den Muttergesteinen Nr. 5019, 5028 und 5029 ist der Gehalt an Kali, das hier zum Teil schon in serizitischer Bindung vorliegt, kaum ausreichend, um in den Verwitterungslösungen eine Kalikonzentration zu bedingen, wie sie nach den auf S. 192 angeführten Untersuchungen für Serizitneubildungen notwendig wäre. Auch die ziemlich hohe Wasserstoffionenkonzentration der in Vertonung begriffenen Gesteine (Tab. 1 u. 2, Nr. 5020, 5021, 5017, 5025 und 5026, PH-Bestimmungen) läßt kaum eine Bildung des Serizits, die ja im alkalischen Bereiche bei hoher Kalikonzentration erfolgen soll, vermuten.

Gegen eine zur Zeit der intensiveren tertiären Verwitterung wesentlich weniger saure oder alkalische Reaktion spricht der sehr geringe Gehalt an austauschbaren Basen in den Verwitterungsprodukten (Tab. 12). Wesentliche Mengen an austauschenden Silikaten (Montmorillonit) liegen hier nicht vor. Bei neutraler bis alkalischer Reaktion müßte aber nach Noll in größerer Menge Montmorillonit gebildet sein.

Für die auf S. 181 besprochene Anreicherung der Tonerde in den tonigen Verwitterungsprodukten ist die Zunahme an Serizit mit seinem Kieselsäure: Tonerdeverhältnis von 3:1 kaum in nennenswertem Maße verantwortlich.

IV. Zusammenfassung der Ergebnisse

Vergleichende Untersuchungen toniger Verwitterungsböden auf prädiluvialen Landoberflächen und der zugehörigen frischen Grauwacken, Quarzite und Schiefer im Bereiche der Nordabdachung des Westerwaldes zeigten in den Verwitterungsprodukten:

1. Anreicherung der Gesamttonerde gegenüber dem frischen Gestein, die sich aber nicht durch Lateritisierung, sondern durch das starke Zurücktreten des Quarzes in den betreffenden Horizonten erklärt. In den Salzsäureauszügen wurde daher sogar z. T. ein Rückgang der Tonerde, jedenfalls keineswegs eine Bildung freier Tonerde festgestellt.
2. bedeutende Anreicherung des Gehaltes an Gesamtkali gegenüber dem Muttergestein,
3. starke Abnahme der übrigen Basen,
4. sehr geringe Austauschbarkeit des angereicherten Kalis,
5. relativ geringe Aufnehmbarkeit des angereicherten Kalis auch durch die Pflanzenwurzeln,
6. erhebliche Anreicherung von Serizit, der nicht im Laufe der Verwitterung als Neubildung entstanden, sondern als Rückstandsanreicherung aufzufassen ist.

Schriften

ALTEN, F.: Die Bestimmung von Wasserhaushalt, Nährstoffgehalt und Düngungsbedürfnis der Mineralböden nach den Methoden der Versuchsstation Lichterfelde. — Landw. Versuchsstat., **115**, H. 3—6. Berlin 1933.

ANTIPOV-KARATOW, J. N. & BRUNOWSKY, B. K.: Chemische und röntgenographische Untersuchungen kolloidaler Fraktionen einiger Bodenarten. — Kolloidz., **75**, S. 325. Dresden u. Leipzig 1936.

VON BÜLOW, K.: Zur Frage der Entstehung der sogenannten Soonwaldeisenerze. — Z. prakt. Geol., **3**, S. 55. Halle 1923.

DOELTER, C.: Handbuch der Mineralchemie. II, 2. — Verlag Steinkopf, Dresden u. Leipzig 1917.

GANSSEN, R. & UTESCHER, K.: Die Auswertung der Untersuchungsergebnisse der Tonschiefer- und Grauwackeböden von Madfeld und Brilon. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., H. 20. Berlin 1934.

VON GRODDECK, A.: Zur Kenntnis einiger Serizitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **2**, S. 72. Stuttgart 1902.

HARRASSOWITZ, H.: Laterit. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **4**. Berlin 1926.

HELLMERS, J. H. & PFEFFER, P.: Verwitterungsstudien an Bodenprofilen des mittleren und südöstlichen Thüringer Waldes. — Dieses Jb. f. 1936, **57**, S. 333—358. Berlin 1937.

JENNY, H.: Das Verhalten von Kali und Natron während der Bodenbildung. — Research. Bull., **162**. Missouri Agr. Exp. Stat. Columbia, Oktober 1931.

NOLL, W.: Über die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Serizit, Pyrophyllit und Analcim. — Min. u. petrogr. Mitt., N. F. **48**, S. 210—247. Leipzig 1936.

PFEFFER, P. & UTESCHER, K.: Der Nachweis lateritischer Verwitterung und die Bestimmung der freien Tonerde im Boden. — Pflanzenern. usw., A, **33**, S. 275—298. Berlin 1934.

EBERT, A. & PFEFFER, P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Altenahr. — Lief. 332. Berlin 1938.

RAMANN, E.: Bodenkunde. — 2. Aufl. Berlin 1905

RÖSLER, H.: Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **15**, S. 231—393. Stuttgart 1902.

ROSENBUSCH, H.: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. I, 2. — Stuttgart 1905.

SCHOLLENBERGER, C. J. & DREIBELBIS, F. R.: Analytische Methode für Basenaustauschbestimmungen an Böden. — Soil scie., **30**, S. 161—173. Baltimore 1930.

STAHL, A.: Die Verbreitung der Kaolinlagerstätten in Deutschland. — Arch. Lagerstättenforsch., H. 12. Berlin 1912.

WÜST, E.: Die Entstehung der Kaolinerden der Gegend von Halle a. S. — Z. prakt. Geol., **15**, S. 19—23. Halle a. S. 1907.

Urschrift eingegangen am 24. Mai 1938
Druckauftrag erteilt am 17. März 1939

Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalks in der Umgebung von Würzburg mit besonderer Berücksichtigung der Ceratiten

Von Richard Geisler, Würzburg

Tafel 4—8 und 16 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 199
1. Umgrenzung des Arbeitsgebietes 199
2. Problemstellung 199
A. Stratigraphischer Teil 199
I. Normalfazies des mainfränkischen Hauptmuschelkalks 199
Einteilung des Hauptmuschelkalks 199
a) Unterer Hauptmuschelkalk, mo_1 (Schichten vom Mittleren Muschelkalk bis zur *Spiriferina*-Bank) 200
1. Grenze mm—mo_1 200
2. Schichten der „Wulstigen Kalke" bis zur Hauptenkrinitenbank einschließlich. Anhang: Oolithkalke an der Straße Waldbüttelbrunn—Roßbrunn (am Heuberg) 200
3. Schichten von der Hauptenkrinitenbank bis zur „Dicken Bank" . . 202
4. „Dicke Bank" mit der *Franconicus*-Platte 203
5. Schichten über der „Dicken Bank" bis zur *Spiriferina*-Bank einschließlich 203
b) Mittlerer Hauptmuschelkalk, mo_2 (Schichten zwischen *Spiriferina*-Bank und *Cycloides*-Bank) 204
c) Oberer Hauptmuschelkalk, mo_3 (Schichten von der *Cycloides*-Bank bis zum Lettenkeuper) 206
1. Nodosenschichten (Schichten von der *Cycloides*-Bank bis zur Hauptterebratelbank) 206
2. *Semipartitus*-Schichten (Schichten über der Hauptterebratelbank bis zu den Ostrakodentonen) 207
3. Ostrakodentone 208
4. Glaukonitkalk mit dem Grenzbonebed 208
II. Quaderkalkfazies des Oberen Hauptmuschelkalks in Mainfranken . . . 209
a) Petrographie des Quaderkalks 210
1. Faltungen auf der Dachfläche des Quaderkalks 210
2. Septarien 212

Seite

b) Fauna des Quaderkalks 212
c) Verbreitung und Mächtigkeit des Quaderkalks 213
d) Zentralgebiet der Quaderkalkentwicklung 215
e) Randgebiete der Quaderkalkverbreitung 215
f) Ostrakodentone, Glaukonitkalk und Grenzbonebed im Gebiet der mainfränkischen Quaderkalkentwicklung 217
g) Gliederungsmöglichkeit des Quaderkalks 217
h) Entstehung des Quaderkalks 218

B. Paläontologischer Teil 220

I. Allgemeiner Teil 220

a) Fossile Reste der Ceratiten 220

1. Schale 220
Anhang: Perlbildung? 221
2. Mundsaum 221
3. Skulptur 223
4. Lobenlinie 223

b) Epöken auf Ceratiten 224

1. Placunopsiden 224
2. Andere Siedler 226
3. Gesetzmäßigkeiten und Folgen der Besiedlung 226
4. Epökie und absolute Lebensdauer 227

c) Problem der Steinkernbildung 227
d) Einbettung der Ceratiten 231
e) Verbreitung der Ceratiten und die Häufigkeit ihres Auftretens . . . 231
f) Lebensweise der Ceratiten 232

II. Spezieller Teil 233

Die Bestimmung der Ceratiten 233

a) Art der Messungen 233
b) Ergebnisse der Vermessung bei den Ceratiten 234

1. Verschiedene Skulptur bei ein und derselben Art 236
2. Neue Arten 237
3. Neue Variationen 240
Anhang: Ein aberranter Ceratit 241

III. Stratigraphische Bedeutung der Ceratiten 242

a) Ceratiten als Leitfossilien 242
b) Ceratitenfolge in Mainfranken 243
c) Vergleich der Ceratitenfolge Mainfrankens mit anderen deutschen Muschelkalkgebieten 243

C. Zusammenfassung 244

I. Stratigraphische Ergebnisse 244

II. Paläontologische Ergebnisse 244

Nachwort 245

D. Schriften 245

Einleitung

1. Umgrenzung des Arbeitsgebietes

Das untersuchte Gebiet wird im Norden von der Wern, im Osten vom Main zwischen dem Schweinfurter Becken und Marktbreit mit den ostwärts anschließenden Höhen begrenzt. Die Südgrenze bildet die Linie Marktbreit—Grünsfeld, die Westgrenze die Linie Grünsfeld—Altertheim—Urspringen—Karlstadt.

2. Problemstellung

Obwohl der Hauptmuschelkalk von Mainfranken des öfteren bearbeitet wurde, fehlte infolge der verschiedenen Mächtigkeitsangaben der einzelnen Bearbeiter ein brauchbares, für ganz Mainfranken gültiges, spezielleres Normalprofil. Der Zweck der Untersuchungen war, zunächst dieses Normalprofil zu schaffen. Es sollte fernerhin, ebenso wie in anderen deutschen Muschelkalkgebieten versucht werden, die Möglichkeit einer Gliederung nach Ceratitenarten zu prüfen. Außerdem sollte die immer noch strittige Stellung der Quaderkalkfazies einer Lösung nähergebracht werden.

Im ersten Teil der Arbeit werden die aus Profilaufnahmen gewonnenen stratigraphischen und soweit möglich sedimentpetrographischen und paläontologischen Ergebnisse getrennt nach den beiden Faziesgebieten (Normal- und Quaderkalkfazies) verwertet. Der zweite Teil enthält die paläontologischen Ergebnisse: die Ceratiten des mainfränkischen Hauptmuschelkalks.

A. Stratigraphischer Teil

I. Normalfazies des mainfränkischen Hauptmuschelkalks

Einteilung des Hauptmuschelkalks

Meinen Untersuchungen liegt die für den mainfränkischen Hauptmuschelkalk übliche Gliederung des bayerischen Oberbergamtes zugrunde.

Ich teile danach den Hauptmuschelkalk in drei Abteilungen ein:

a) In den Unteren Hauptmuschelkalk, mo_1
Er beginnt mit den „Wulstigen Kalken“ und reicht bis zur *Spiriferina*-Bank einschließlich.

b) In den Mittleren Hauptmuschelkalk, mo_2
Das Liegende bildet die *Spiriferina*-Bank, den Abschluß dieses Schichtpaketes die *Cycloides*-Bank.

c) In den Oberen Hauptmuschelkalk, mo_3
Es sind dies die Schichten über der *Cycloides*-Bank bis zum Grenzbonebed einschließlich.

Wir sind in Mainfranken in der glücklichen Lage, eine scharfe Gliederung des im allgemeinen ziemlich eintönigen Hauptmuschelkalks mit Hilfe

von mehreren, streng horizontgebundenen und überall vorhandenen, bezeichnenden Leitbänken durchzuführen. Die in Mittel- und Norddeutschland übliche Gliederung in zwei durch eine reine Faziesgrenze geteilte Abteilungen, in Trochitenkalk und Ceratitenschichten, ist bei uns unmöglich, weil hier auch die untere Abteilung des Hauptmuschelkalks vorherrschend in Tonplattenfazies entwickelt ist und sich die Trochitenführung auf einige wenige eingeschaltete Bänke beschränkt. Neben der Gliederung durch Leitbänke läßt sich nach meinen Untersuchungen in Mainfranken auch eine Gliederung nach Ceratitenzonen durchführen.

Die Gesamtmächtigkeit des mainfränkischen Hauptmuschelkalks beträgt 80 bis 85 m.

a) Unterer Hauptmuschelkalk, mo_1

(Schichten vom Mittleren Muschelkalk bis zur *Spiriferina*-Bank)

Taf. 4, Prof. 1—5

Die Mächtigkeit des Unteren Hauptmuschelkalks beträgt in dem bearbeiteten Gebiet 20 bis 25 m.

Als Leitbänke lassen sich ausscheiden:

die Hauptenkrinitenbank,
die „Dicke Bank" mit der *Franconicus*-Platte,
die *Spiriferina*-Bank.

1. Grenze $mm—mo_1$

Das bayerische Oberbergamt (Schuster 1926, S. 7) läßt den Hauptmuschelkalk mit den „Wulstigen Kalken" beginnen. Ich behalte diese Grenzziehung gegen den Mittleren Muschelkalk bei; denn die Hornsteinbänke und die darüber folgenden dolomitischen Mergel, die manchmal sogar von typischen gelben, großlückigen Zellenkalken überlagert werden, entsprechen faziell dem Mittleren Muschelkalk und sind diesem zuzurechnen. Erst mit den „Wulstigen Kalken" beginnt die bezeichnende Fazies des Hauptmuschelkalks.

Ich führe in meinen Profilen aber trotzdem die Hornsteinbänke und die darüber liegenden dolomitischen Mergel mit auf, weil gerade die Hornsteinbänke infolge ihrer leichten Erkennbarkeit für den kartierenden Geologen eine wertvolle Hilfe zur Auffindung der Grenze $mm—mo_1$ darstellen.

2. Schichten der „Wulstigen Kalke" bis zur Hauptenkrinitenbank einschließlich

An der Basis des Unteren Hauptmuschelkalks liegen die 3 m mächtigen „Wulstigen Kalke", die (wie schon ihr Name besagt) unregelmäßig wulstig ausgebildet sind. Ihre Farbe ist aschgrau. Sie brechen in frischem Zustand ruppig-flaserig und verwittern eigenartig knollig und knauerig. In diese Schichten sind einige fossilführende Bänkchen eingelagert, die vor allem *Myophoria vulgaris, Gervilleia costata, Monotis albertii* und *Terebratula vulgaris* führen. Auf sie folgen in dünnen Platten graue, dichte bis feinkristalline Kalksteine in einer Gesamtmächtigkeit von 1,5 bis 1,8 m mit einer ein-

tönigen Fauna. Sandberger (1867, S. 161) nannte sie nach den darin häufig vorkommenden Myophorien Myophorienschichten. Die Myophorien und Gervilleien bedecken in meist gut erhaltenen Exemplaren die Dachfläche dieser Bänkchen. Paläontologisch und stratigraphisch wichtig ist dieser Horizont deshalb, weil hier zum ersten Male im Hauptmuschelkalk die Ceratiten mit primitiven Formen auftreten, und zwar *Ceratites primitivus, C. atavus* und *C. pinguis*. Es sind dies die bisher tiefsten Funde nicht nur im mainfränkischen, sondern auch im gesamten germanischen Hauptmuschelkalk (Trusheim 1934, S. 417).

Daß gerade in Mainfranken die tiefsten Ceratiten gefunden wurden, hängt vielleicht mit der faziellen Entwicklung des Gebietes (Tonfazies des Beckeninneren) zusammen.

Im Hangenden dieser Schichten folgt die erste Leitbank des Unteren Hauptmuschelkalks, die konstant 0,4 bis 0,5 m mächtige Hauptenkrinitenbank. Überall im Gelände ist diese harte, blaugraue bis rostfarbene Schillbank leicht zu erkennen. Obwohl sie schwer zu bearbeiten ist, wird sie wegen ihrer Widerstandsfähigkeit als Baustein geschätzt. Die Hauptenkrinitenbank ist sehr fossilreich (Sandberger 1890, S. 19) und stets durch ihren Reichtum an Stielgliedern gekennzeichnet. Die Dachfläche trägt meist ein Pflaster von *Lima striata*.

E. Fraas (1892, S. 15) erwähnt im Trochitenkalk ein *Lima*-Pflaster, das große Verbreitung im Taubertal bei Rothenburg, im Verbachtal bei Niederstetten und im Jagsttal besitzt. Es wäre möglich, daß es sich hier um den gleichen Horizont handelt.

Die Sohlfläche der Hauptenkrinitenbank wird oftmals von eigenartig fladigem, dichtem, grauen Kalk gebildet. An ihr haben sich im Würzburger Stadtgebiet mehrere Reste primitiver Ceratiten gefunden (Trusheim 1934, S. 418). Leider sind die Reste zum Teil nicht bestimmbar. Besonders bezeichnend für die Hauptenkrinitenbank ist das Vorkommen eines alpinen Brachiopoden, der *Tetractinella trigonella* v. Schloth.. Sandberger (1890, S. 18) zählt sie auch unter den Versteinerungen der „Bänke der *Myophoria vulgaris*" auf. Weder Trusheim (1934, S. 418) noch ich fanden sie außerhalb der Hauptenkrinitenbank. Dies stimmt auch mit dem Vorkommen in anderen Gebieten überein (König 1920, S. 25 und M. Schmidt 1932, S 580).

Nach den bisherigen Beobachtungen darf diese Art in Mainfranken als strenges Leitfossil für die Hauptenkrinitenbank gelten.

Anhang: Oolithkalke an der Straße Waldbüttelbrunn — Roßbrunn (am Heuberg)

Eine Sonderstellung hinsichtlich ihrer faziellen Entwicklung zeigen die Schichten unter der Hauptenkrinitenbank am Heuberg bei Waldbüttelbrunn. Einige Meter unter der Hauptenkrinitenbank findet sich eine etwa 20 cm mächtige glaukonitführende Schillbank, darunter etwa 50 cm Mergel, in die sich gelegentlich dünne Kalkbänkchen einschalten. Unter diesen Mergelschichten folgen mehrere kristalline, glaukonitführende Oolithbänke in einer Gesamtmächtigkeit von 2,7 m. Dieser glaukonitische Oolithkalk weist dichte, meist oolithische Beschaffenheit und unterschiedlichen Glaukonitgehalt auf. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke wechselt (bis 60 cm).

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Da es sich nur um einen kleinen Aufschluß handelt, kann über die Verbreitung sowie die paläogeographische Stellung dieser Oolithkalke zunächst nichts ausgesagt werden.

Dieses Oolithvorkommen stimmt im Horizont und in der Ausbildung der Oolithe mit dem von R. Wagner (1897, S. 81) beschriebenen Oolithvorkommen im Muschelkalk bei Jena überein. Böttcher's (1938, S. 54) „reine Oolithkalke" bei Ohrdruf (Thüringen) dürften ebenfalls dem gleichen stratigraphischen Niveau angehören. Das Vorkommen von Oolithen im untersten mainfränkischen Hauptmuschelkalk ist schon länger bekannt. So beschreibt Reis (1909, S. 223) ein Vorkommen von Oolith aus der Trochitenregion vom Ravensberg bei Veitshöchheim und aus der Umgebung von Bad Kissingen, M. Schuster (1937, S. 7) von der Wenzelsmühle zwischen Obervolkach und Krautheim. Ebenso konnte gelegentlich einer Exkursion bei Urspringen in der Rhön in den untersten Schichten des Hauptmuschelkalks eine glaukonitführende Oolithbank festgestellt werden.

3. Schichten von der Hauptenkrinitenbank bis zur „Dicken Bank"

Die Mächtigkeit dieses Schichtpaketes beträgt 12,5—16,5 m.

Eine durchgehende Leitbank zwischen der Hauptenkrinitenbank und der „Dicken Bank" auszuscheiden ist nicht möglich. Die Ursache liegt teils im Mangel an Aufschlüssen in dieser Abteilung, teils am petrographischen und faunistischen Charakter dieses Schichtpaketes. Die Schichten bestehen aus einem Wechsel von dichtgrauen Plattenkalken und dünnen Mergelschichten. Dazwischen eingeschaltet findet sich eine Reihe von Schillbänken. Die Plattenkalke sind oft wulstig bis knauerig entwickelt. Die Mergelschichten treten gegenüber dem Mittleren und Oberen Hauptmuschelkalk stark zurück. In mehreren Schillbänken dieser Abteilung konnte ich Stielglieder von *Encrinus liliiformis* nachweisen. Diese Enkrinitenbänke unterscheiden sich wesentlich von der Hauptenkrinitenbank. Eine Verwechselung mit ihr ist ausgeschlossen. Wenn es auch nicht möglich ist, diese Stielglieder führenden Bänke als Leitbänke heranzuziehen, so sind sie doch wertvoll, weil mit ihrer Hilfe der ungefähre stratigraphische Horizont angegeben werden kann. Von besonderer Bedeutung in diesen Schichten ist das Vorkommen einer etwa 25 bis 30 cm starken Konglomeratbank (einige Meter über der Hauptenkrinitenbank). Darüber folgen 30 cm Mergel mit echten, verdrückten (was wohl noch im plastischen Zustand erfolgte) Geröllen. Das Vorkommen von Konglomeratbänken und Geröllen war bisher im Hauptmuschelkalk unbekannt. Leider ist der Aufschluß, der sich im Würzburger Stadtgebiet und zwar in der Schweinfurter Straße befand, durch den Neubau einer Postkraftwagenhalle überbaut. Von weiterem Interesse ist in dieser Abteilung eine 90 cm mächtige Schillbank. Petrographisch weist sie keine Besonderheiten auf. Die Farbe ist hellgrau. An Fossilien finden sich in ihr *Nucula, Lima striata, Terebratula vulgaris,* Schalendeckel von *Placunopsis*. Diese Bank spielt eine gewisse Rolle für die Deutung der älteren Profile (Sandberger 1867, S. 159 und Beckenkamp 1916, S. 3). Beide gaben den Abstand zwischen Hauptenkrinitenbank und „Dicker Bank" mit nur 4 m an (in Wirklichkeit 12,5 bis 16,5 m!). Diese Angaben beruhen offenbar auf einer Verwechselung eben dieser 90 cm starken Schillbank mit der wirklichen „Dicken Bank". Sandberger's „Dicke Bank" (Profil im

Klingengraben bei Zell) und Beckenkamp's „Dicke Bank" (im Tal zwischen Unter- und Oberdürrbach) sind mit dieser Schillbank identisch.

Die wichtigste Fauna dieser Schichten ist von Sandberger (1890, S. 20) zusammengestellt worden.

4. „Dicke Bank" mit der *Franconicus*-Platte

Die „Dicke Bank" ist trotz ihrer ziemlich gleichmäßigen Mächtigkeit von etwa 80 bis 100 cm als Leitbank im allgemeinen nicht zu gebrauchen, da sie weder petrographisch noch faunistisch hinreichend gekennzeichnet ist. Ihren Wert als Leitbank erhält sie erst durch eine an ihrer Basis liegenden dünne Platte, die von Trusheim (1934, S. 415 ff.) entdeckte und als Leithorizont nachgewiesene *Franconicus*-Platte. Nähere Einzelheiten s. bei Trusheim (1934). Die *Franconicus*-Platte kann im ganzen Arbeitsgebiet als durchgehender Leithorizont nachgewiesen werden. Sie stellt im mo_1 neben der Hauptenkrinitenbank die wertvollste und am leichtesten erkennbare Leitschicht dar. Nur mit ihrer Hilfe gelang es an vielen Stellen, die mitunter schlecht erkennbare *Spiriferina*-Bank im Abstand von $4{,}25 \pm 0{,}15$ m nachzuweisen. Die Ausbildung der „Dicken Bank" unterliegt einem starken Wechsel. Meist besteht sie aus dichtem, grauen Kalk mit eingelagerten Schill-, Wulst- und Gekrösekalken, sowie Mergeln und Mergelschiefer.

5. Schichten über der „Dicken Bank" bis zur *Spiriferina*-Bank einschließlich

In der näheren Umgebung von Würzburg sind diese Schichten in mehreren Steinbrüchen vorzüglich aufgeschlossen. Ihre Ausbildung ist ziemlich eintönig: Mergelschiefer mit Kalkknollen, -linsen und -knauern wechsellagern mit dünnen, z. T. Schill führenden Bänkchen. Von Bedeutung ist nur eine etwa 40 cm mächtige, im oberen Teil grobspätige, schillführende Bank. Der untere Teil der Bank besteht aus dichtgrauem, manchmal feinkristallinem Kalk. Das Mächtigkeitsverhältnis zwischen dem grobspätigen Schillkalk und dem dichten grauen Kalk wechselt. *Pecten discites, Monotis albertii* und Schalendeckel von Placunopsiden bilden den hauptsächlichen Fossilinhalt dieser Bank. Im Profil liegt sie 80 bis 120 cm über der Oberkante der „Dicken Bank". Obgleich diese Bank in den meisten Aufschlüssen dieser Region festgestellt wurde, ist sie als Leitbank doch nicht zu verwenden, weil sie keine bezeichnenden petrographischen und faunistischen Kennzeichen besitzt.

Den Abschluß des Schichtpaketes bildet die *Spiriferina*-Bank. Der von Beckenkamp (1907, S. 11) hierfür gewählte Name „Obere Enkrinitenbank" ist unzweckmäßig und irreführend, weil es sich herausgestellt hat, daß es eine ganze Reihe von Enkriniten führenden Bänken gibt (s. o.). Leider ist die *Spiriferina*-Bank in ihrem Wert als Leitbank nicht gleichbleibend. Ihre Mächtigkeit wechselt rasch zwischen 8 und 30 cm. Petrographisch unterscheidet sie sich kaum von anderen in dieser Region vorkommenden Fossilbänken. Die Fossilführung ist schon von Sandberger (1890, S. 24 ff) beschrieben worden. *Spiriferina fragilis* und z. T. auch die Enkrinitenstielglieder sind nur örtlich häufig. Oft ist mühsames, stundenlanges Durchklopfen notwendig, um das Leitfossil zu finden. In dem großen Bruch bei Höch-

berg geht die *Spiriferina*-Bank unvermittelt in dichten, grauen, fossilleeren Kalk über. In ihrer Normalausbildung ist sie eine harte, kristallinische, hell- bis dunkelgraue Schillbank (im verwitterten Zustand rostbraun). Der untere Teil ist meist grobkörniger ausgebildet und verwittert leichter als der aus dichtem, blaugrauen Kalk bestehende obere Teil. Des öfteren findet man auf der Dachfläche der *Spiriferina*-Bank *Ceratites compressus*. In Höchberg liegen über ihr ein bis zwei durch dünne Mergellagen getrennte, dichte graue Kalkbänkchen (4 bis 6 cm mächtig), auf denen schöne, große und zahlreiche Exemplare von *Spiriferina fragilis* herauswittern. Die meisten schönen Platten mit *Spiriferina* aus der Würzburger Gegend, die sich in den Geologischen Instituten und Sammlungen befinden, stammen von diesem Fundort. Das Vorkommen einer zweiten *Spiriferina*-Bank in meinem Arbeitsgebiet konnte ich ebensowenig wie Trusheim (1934, S. 415) feststellen. Die Schichten zwischen der „Dicken Bank" und der *Spiriferina*-Bank bilden das Hauptlager von *Ceratites compressus* (Schlaginweit 1922, S. 622 ff.). Die übrige Begleitfauna ist von Sandberger (1890, S. 18) zusammengestellt worden. Über die Ceratiten vgl. den zweiten Teil dieser Arbeit.

Als günstigste Aufschlüsse im mo_1 sind zur Zeit folgende Steinbrüche zu nennen: am Deisenberg bei Güntersleben, bei Veitshöchheim, am Schenkenschloß, im Dürrbachtal, bei Zell, bei Altertheim, bei Duttenbrunn, am Wachtelberg bei Kürnach, bei Gerbrunn, am Reiserhart bei Rottenbauer, an der Straßenkreuzung Zeubelried—Frickenhausen, an der Straße Frickenhausen—Segnitz, am Heuberg bei Waldbüttelbrunn.

Als Beispiele für die Schichtenfolge des mo_1 gebe ich mehrere Profile der besten Aufschlüsse (vgl. Taf. 4, Prof. 1 bis 5). Die Spezialprofile sämtlicher z. Z. bestehenden Aufschlüsse dieser Region sind im Geologischen Institut der Universität Würzburg hinterlegt.

b. Mittlerer Hauptmuschelkalk, mo_2
(Schichten zwischen *Spiriferina*-Bank und *Cycloides*-Bank)

Taf. 4, Prof. 4—7

Der mo_2 erreicht in Mainfranken eine Mächtigkeit von 20 bis 25 m. Die ihn nach oben abschließende *Cycloides*-Bank bildet die einzige eigentliche Leitbank dieser Abteilung. Daneben kommen drei durchgehende Tonhorizonte vor, die für die Gliederung eine gewisse Bedeutung haben.

Der Mittlere Hauptmuschelkalk, nach Sandberger (1867, S. 164) „Schichten der Bänke mit *Pecten discites* = *Discites*-Schichten", besteht in der Hauptsache aus einem Wechsel von kristallinen und dicht-grauen, häufig Schill führenden Bänken. Dazwischen finden sich mächtigere Schichten von Schiefertonen eingeschaltet. Häufig kommen Linsen, brotlaibförmige Knollen und Rinnenausfüllungen vor. Groß ist der Reichtum an Ceratiten. An verschiedenen Stellen kommt es zur Bildung von Ceratitenpflasterbänken.

Unmittelbar über der *Spiriferina*-Bank folgen im ganzen Arbeitsgebiet einige Meter Plattenkalke, die meist unregelmäßige Sohl- und Dachflächen zeigen und mit Schiefertonen wechsellagern. 2,5 m über der *Spiriferina*-Bank liegt die erste Ceratiten-Pflasterbank. Sie ist etwa 6 cm mächtig

und führt in der Hauptsache *Ceratites evolutus*. Ich konnte sie in mehreren Brüchen bei Höchberg und Zell nachweisen. Über der Ceratiten-Pflasterbank folgt im ganzen Arbeitsgebiet ein etwa 1 m mächtiger Horizont von Schiefertonen, den ich Tonhorizont 1 nenne. Ihm können oben wie unten mehr oder wenig reichlich Kalkbänke eingelagert sein. Etwa im gleichen Horizont, 1,85 m über der *Spiriferina*-Bank hat Aldinger (Erläuterungen zu Blatt Stuttgart 1932, S. 32) in Württemberg seinen Tonhorizont α ausgeschieden. Bei der großen Verbreitung, den unser Tonhorizont 1 besitzt, wäre es leicht möglich, daß er mit dem Tonhorizont α von Aldinger übereinstimmt. Da zwischen dem Arbeitsgebiet von Aldinger und meinem eigenen entsprechende Beobachtungen ausstehen, kann diese Frage noch nicht sicher entschieden werden. Über dem Tonhorizont 1 folgen in rasch wechselnder Schichtfolge etwa 12 m kristalline und dichte graue Plattenkalke mit Mergelzwischenlagen. Wellige Kalkbänkchen und Knauerkalke kommen oft darin vor. Die Schillbänke, die sich in diesen Schichten finden, sind petrographisch und faunistisch zu wenig bezeichnend, um als Leitbänke zu gelten. Sie führen immer wieder die gleichen Fossilien: *Pecten discites* und *laevigatus*, Pleuromyen, *Lima striata, Gervilleia socialis, Mytilus eduliformis, Pseudocorbula*, Schalendeckel von *Placunopsis, Ceratites evolutus, C. praespinosus, C. spinosus, C. postspinosus, C. münsteri.*

Diese Schichten finden ihren Abschluß mit der zweiten Ceratiten-Pflasterbank, die ebenfalls 4 bis 6 cm mächtig ist, und mit spinosen Ceratiten förmlich gespickt ist. Die zweite Ceratiten-Pflasterbank wird wiederum von einem Tonhorizont, „Tonhorizont 2" (Aldinger's Tonhorizont β ?), der 80 cm mächtig ist, überlagert. Auf ihn folgt eine Schill-Bank, deren Mächtigkeit von 0,5 bis 1 m schwankt. Sie konnte im ganzen Arbeitsgebiet nachgewiesen werden. Ihre petrographische Beschaffenheit wechselt. Meist besteht der obere Teil der Bank aus grobspätigen Schill-Lagen. Im Schill liegen fladenartige Einlagerungen von dichtem, feinkörnigen, grauen Kalk. Der mittlere Teil besteht aus Knauerkalk. Im unteren Teil wechsellagern Schill- und dicht-grauer Kalk miteinander. Im Hangenden dieser Bank folgen sodann einige Meter Plattenkalke im Wechsel mit Schiefertonen, denen wie immer Kalk-Knollen, -linsen und -kuchen eingelagert sind. Die nächsthöheren Schichten werden durch einen weiteren, 0,8 bis 1,2 m mächtigen Tonhorizont „3" (Aldinger's „Tonhorizont γ ?") gebildet.

Seinen Abschluß findet mo_2 durch die *Cycloides*-Bank, die an ihrer Basis einige Zentimeter Gekrösekalke führt. Sie ist die petrographisch und faunistisch beständigste Leitbank im Hauptmuschelkalk Mainfrankens. Auf den Feldern, auf den Schutthalden, in Steinbrüchen oder anstehend ist sie leicht erkennbar. Die etwa 25 bis 40 cm mächtige Schill-Bank ist in frischem Zustand graublau, im verwitterten rötlich bis rostbraun gefärbt. Sie besteht fast ausschließlich aus enggehäuften, seidenglänzenden, meist sehr gut erhaltenen Schalen von *Terebratula vulgaris* var. *cycloides*. Außerdem finden sich in ihr noch *Lima striata, Myophoria simplex, Gervilleia socialis*, Fischschuppen und -zähnchen. Die *Cycloides*-Bank bildet das Hauptlager von *Ceratites enodis forma glaber*.

Fauna des mo_2: Vgl. Sandberger 1890, S. 22 ff. Über die Ceratiten vgl. den zweiten Teil dieser Arbeit.

Gute Aufschlüsse im Mittleren Hauptmuschelkalk befinden sich am Deisenberg bei Güntersleben, im Werntal, bei Rimpar, am Wachtelberg bei Kürnach, bei Veitshöchheim, an der Hettstadter Steige bei Zell, bei Höchberg, bei Waldbüttelbrunn, am Weg nach Mädelhofen, an der Gratze bei Gerbrunn, am Marsberg bei Randersacker.

Als Beispiele für die Schichtenfolge des mo_2 gebe ich mehrere Profile (s. Taf. 4, Prof. 4 bis 7) von den besten Aufschlüssen. Die Spezialprofile sämtlicher z. Z. bestehenden Aufschlüsse dieser Abteilung des Hauptmuschelkalks sind im Geologischen Institut der Universität Würzburg hinterlegt.

c) Oberer Hauptmuschelkalk, mo_3

(Schichten von der *Cycloides*-Bank bis zum Lettenkeuper)

Taf. 4, Fig. 8—11

Die Mächtigkeit beträgt 30 bis 35 m.

Der Obere Hauptmuschelkalk läßt sich in Mainfranken untergliedern in

1. die Nodosenschichten (Schichten von der *Cycloides*-Bank bis zur Hauptterebratelbank),
2. die *Semipartitus*-Schichten (Schichten über der Hauptterebratelbank bis zu den Ostrakodentonen),
3. Die Ostrakodentone,
4. den Glaukonitkalk mit dem Grenzbonebed.

Gg. Wagner (1913, S. 9) hat die Schichten von der Hauptterebratelbank bis zu den Ostrakodentonen Terebratelschichten genannt. Ich halte diese Bezeichnung für mein Arbeitsgebiet nicht für glücklich, weil das häufige Vorkommen von Terebrateln im Wellenkalk, im Unteren Hauptmuschelkalk und in der *Cycloides*-Bank für diese Schichten ebenso den Namen „Terebratelschichten" rechtfertigen würde und weil die Terebratelführung im mo_3 an verschiedenen Stellen stark wechselt. Die *Semipartitus*-Schichten lasse ich an der Sohlfläche der Ostrakodentone im Gegensatz zu Gg. Wagner endigen, da ich in den darüber folgenden Schichten nie einen semipartiten Ceratiten gefunden habe. Nur Reis (1910, S. 8 u. 9) erwähnt den Fund eines „verwetzten Fragmentes eines Steinkerns von *Ceratites semipartitus*" aus den obersten Schichten des Hauptmuschelkalks vom Rotkreuzhof.

Als Leitbänke im Oberen Hauptmuschelkalk kommen in Betracht:

1. die Hauptterebratelbank,
2. der Gelbe Kipper,
3. die Ostrakodentone,
4. der Glaukonitkalk.

1. Nodosenschichten

Die 20 bis 25 m mächtigen Nodosenschichten (sie erreichen in Mainfranken nicht die Mächtigkeit von 30 bis 40 m, wie Gg. Wagner [1914, S. 8] angibt) sind nach dem in ihnen vorkommenden *Ceratites nodosus* benannt.

Sie beginnen mit der Dachfläche der *Cycloides*-Bank und endigen an der Sohlfläche der Hauptterebratelbank. Es war mir nicht möglich, diesen Schichtkomplex durch Leitbänke unterzuteilen. Der untere und mittlere Teil der Nodosenschichten ist selten aufgeschlossen. Östlich der Linie Uffenheim—Wässerndorf—Obernbreit—Dettelbach—Krautheim finden sich zahlreiche Aufschlüsse in den oberen Regionen der Nodosenschichten, die teilweise bis 12 m unter die Hauptterebratelbank reichen. Das Bild der Nodosenschichten ist immer das gleiche. Tonschiefer mit Kalkknollen und -linsen, wulstige bis knauerige Plattenkalke (Paul 1936, S. 20), die oftmals meterdicke Serien bilden, und dazwischen petrographisch und faunistisch wenig bezeichnende Schillkalke. Ohne *Cycloides*-Bank oder Hauptterebratelbank ist eine Orientierung fast unmöglich; nur mit Hilfe der Ceratiten vermag man den ungefähren Horizont anzugeben.

Aus dieser Abteilung des Hauptmuschelkalks lassen sich nur der 3 bis 4 m mächtige, mehrere Schillbänkchen führende Tonhorizont (Tonhorizont 4) unmittelbar über der *Cycloides*-Bank und eine 10 cm mächtige gelbe Mergelschicht an der Sohlfläche der Hauptterebratelbank als Leithorizonte herausstellen. Diese beiden Horizonte finden sich nach Gg. Wagner (1914, S. 10) auch in Württemberg. Eine Unterteilung in Untere und Obere Gervilleien-Schichten, wie sie Gg. Wagner durchgeführt hat, ist in Mainfranken nicht möglich, weil hier die Bank der kleinen Terebrateln fast vollkommen fehlt.

Fauna: vgl. Sandberger (1890, S. 29 ff.) und Meissner (1930, S. 301). Die Ceratiten werden im zweiten Teil dieser Arbeit behandelt. 8 m unter der Hauptterebratelbank habe ich an der Straße nach Obernbreit—Iffigheim ein gut erhaltenes Exemplar von *Pemphix sueuri* gefunden.

2. *Semipartitus*-Schichten

Die Hauptterebratelbank, in der Normalfazies 40 cm mächtig, tritt als harte Schillbank im Oberen Hauptmuschelkalk zwischen den Mergellagen deutlich heraus. Die Dachfläche besteht aus einer Schalenbrekzie, dann folgen blätterige Schichten. Den Hauptteil der Bank bilden große, fette Terebrateln mit seidenglänzender Schale, die an den Klüften meist prachtvoll herauswittern. Außer *Terebratula vulgaris* führt sie noch andere Fossilien, die bereits E. Fraas (1892, S. 17) beschrieben hat. Leider ist die Hauptterebratelbank besonders in der Würzburger Umgebung selten aufgeschlossen, und oft fehlen die Terebrateln ganz, so daß sie an Bedeutung verliert (O. M. Reis 1928, S. 24). Über der Hauptterebratelbank liegen Mergel mit dünnen Kalkbänken, die gelegentlich Schill führen. 1,5 bis 2 m über der Hauptterebratelbank folgt der „gelbe Kipper", ein im ganzen mainfränkischen Hauptmuschelkalk weit verbreiteter und gleichbleibender Leithorizont. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 0,3 und 0,6 m. Petrographisch stellt er einen gelben, dolomitischen Mergelkalk dar. Besonders wertvoll als Leithorizont ist er deshalb, weil mit seiner Hilfe leicht die Hauptterebratelbank festgestellt werden kann. Im Hangenden des „Gelben Kippers" liegen gelbe bis grünschwarze Mergel, die von der „Oberen Terebratelbank" Gg. Wagner's überlagert werden. Die „Obere Terebratelbank"

ist nicht überall typisch ausgebildet, vielfach fehlen ihr im mainfränkischen Hauptmuschelkalkgebiet die Terebrateln, so daß sie für uns als Leitbank nicht in Frage kommt.

Fauna: vgl. Sandberger (1890, S. 29 ff.). Bezüglich der Ceratiten verweise ich wiederum auf den zweiten Teil dieser Arbeit.

3. Ostrakodentone

Die in der mainfränkischen Normalfazies durchschnittlich 2 bis 3 m mächtigen Ostrakodentone (Sandberger's Bairdientone) bilden einen überall vorhandenen Schieferhorizont. Die Farbe der Ostrakodentone ist graubraun bis grünlich. Stellenweise ist der obere Teil als gelber Mergel mit Einlagerung von Kalkknollen ausgebildet. Dünne Kalkbänkchen in den Ostrakodentonen sind keine Seltenheit.

Ihren Namen verdanken die Ostrakodentone einem Schalenkrebs *Bairdia pirus*, der an manchen Stellen in gesteinsbildender Häufigkeit in ihnen vorkommt. Außer *Bairdia pirus* führen die Ostrakodentone noch: *Ostrea subanomia, Gervilleia subcostata* und *socialis, Myophoria goldfußi, Anoplophora brevis* und *lettica, Estheria minuta, Lingula tenuissima,* Fischzähnchen und -schuppen (vgl. Sandberger 1890, S. 31).

4. Glaukonitkalk mit dem Grenzbonebed

Mit dem durchschnittlich über 2 m mächtigen Glaukonitkalk und dem Grenzbonebed findet der Hauptmuschelkalk seinen Abschluß. Die Ausbildung des Glaukonitkalks wechselt stark. Unmittelbar über den Ostrakodentonen lagern meist wulstige Kalke und dünne Kalkbänkchen, darüber gelbe Mergel mit Gekrösekalken und Septarien. Gelegentlich sind die Mergel verfestigt und bilden richtige Ockerkalke. Im Hangenden dieser Mergel treffen wir eine 15 bis 25 cm mächtige Schillbank mit großen grünen Flecken von Glaukonit. Diese Bank zeigt häufig schlierige Fließtextur.

Die obere Grenze des Hauptmuschelkalks bildet das Grenzbonebed. Es besteht aus sandigen, dünnen Lagen mit reichlich Glaukonit und vielen Fischschuppen, -zähnchen und Koprolithen. Pectiniden, Gervilleien, Myophorien, Anoplophoren, Bairdien, Estherien, Schnecken und Bonebeds bilden den Fossilinhalt des Glaukonitkalks.

An guten Aufschlüssen im mo_3 haben wir: Grainberg bei Würzburg, Wachtelberg bei Kürnach, Aufschlüsse im Gramschatzer Wald, bei Hilpertshausen und Rupprechtshausen, Aufschlüsse an der Straße Versbach bis Gramschatz; zahlreich sind die Aufschlüsse bei Volkach, Obervolkach, Krautheim, am Rosenberg bei Schwarzenau, an der Straße Prosselsheim—Dettelbach, an der Straße Dettelbach—Kitzingen, in der Umgebung von Obernbreit (bei Marktbreit — Tiefenstockheim — Iffigheim — Wässerndorf).

Auch für mo_3 gebe ich einige günstige Profile (Taf. 4, Prof. 8—11). Die Mehrzahl der Profilaufnahmen aus dieser Region ist im Geologischen Institut der Universität Würzburg einzusehen. Ceratiten siehe wiederum im zweiten Teil dieser Arbeit.

Die Ergebnisse vorstehender Besprechung der Normalfazies sind in einem Normalprofil durch den Hauptmuschelkalk in Mainfranken zusammengefaßt (Abb. 1).

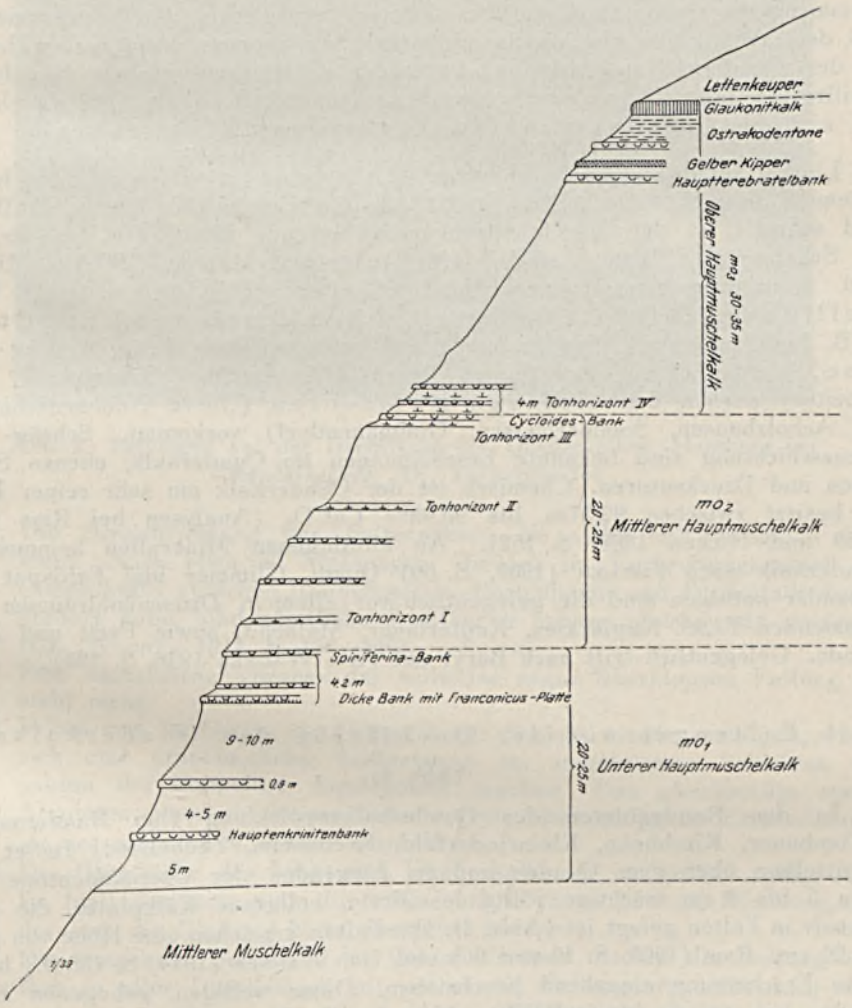


Abb. 1. Normalprofil durch den Hauptmuschelkalk von Mainfranken

II. Quaderkalkfazies des Oberen Hauptmuschelkalks in Mainfranken

Eine Sonderstellung im mainfränkischen Oberen Hauptmuschelkalk nimmt die Quaderkalkfazies ein, die in neuerer Zeit von verschiedenen Forschern, wie Gg. Wagner (1914) und namentlich M. Schuster (1926, 1928 und 1937) einer eingehenden Untersuchung unterzogen wurde.

a) Petrographie des Quaderkalks

Der Quaderkalk ist eine Anhäufung von diagenetisch veränderten Muschel- und zwischendurch auch Brachiopodenschalen. Andere Organismenreste treten stark zurück. Je nach der Dichte der Schalenpackung und dem Anteil des gleichzeitig sedimentierten anorganischen Kalkschlamms ist der Quaderkalk entweder spätig mit zahlreichen groben bis feinen Schillresten oder feinporös bis lückig entwickelt. Der Quaderkalk ist schichtfugenarm, seine Ausbildung dickbankig.

Linsen, kugel- und brotlaibförmige Einlagerungen von dichtem, fossilfreiem Kalk und Tonschmitzen trifft man im Quaderkalk häufig. Auffällig sind schmale, in der Schichtungsebene verlaufende Bänder im Quader, die an Schalenresten ärmer sind, dafür ockeriges Material führen. Hierin sind Knochenreste stellenweise häufiger. Der groblückig und kristallin ausgebildete Quader tritt meist in den oberen Horizonten (z. B. bei Marktbreit, Segnitz usw.) auf, während der feinlückig-poröse, der fast nur aus feinem Bruchschill besteht („Schaumkalk" der Arbeiter) nur in den tieferen Horizonten (Obere Nodosenschichten bei Acholzhausen, Sommerhausen, Goßmannsdorf) vorkommt. Schräg- und Kreuzschichtung sind bekannte Erscheinungen im Quaderkalk, ebenso Stylolithen und Drucksuturen. Chemisch ist der Quaderkalk ein sehr reiner Kalk. Er besitzt zwischen 92,57% bis 95,95% $CaCO_3$ (Analysen bei Reis 1909, S. 59 und Hilger 1899, S. 152). An allothigenen Mineralien kommen im Quaderkalk nach Fischer (1909, S. 50) Quarz, Glimmer und Feldspat vor. Sekundär authigen sind die gelegentlich vor allem in Drusenhohlräumen vorkommenden Erze: Kupferkies, Kupferlasur, Malachit, sowie Pyrit und Zinkblende. Gelegentlich tritt auch Baryt auf (Gg. Wagner 1916, S. 165).

1. Faltungen auf der Dachfläche des Quaderkalks

(Abb. 2)

In den Randgebieten der Quaderkalkentwicklung (bei Randersacker, Rottenbauer, Kirchheim, Kleinrinderfeld, Krensheim, Zeubelried) findet sich unmittelbar über dem Quader und im Liegenden der Ostrakodentone eine etwa 5 bis 8 cm mächtige völlig fossilfreie, hellgraue Kalkplatte, die stets intensiv in Falten gelegt ist (Abb. 2). Die Falten erreichen eine Höhe von mehr als 20 cm. Reis (1909, S. 10 und 66) und Gg. Wagner (1914, S. 155 ff.) haben diese Erscheinung eingehend beschrieben. Diese welligen, gebogenen Kalke werden von grauen bis gelblichen Mergeln überlagert. Nach unten sind sie ziemlich eng mit dem Quader verwachsen. Die Form und Dicke dieser Gekrösekalke, wie sie Gg. Wagner nennt, wechselt; bald sind die gleichmäßig stark, bald sind nur die Schenkel oder die Scheitel der Sättel verdickt. Der Sattelfirst ist häufig von Längssprüngen durchsetzt („Firstsprünge" Gg. Wagner's 1914, S. 158). Reis und Gg. Wagner wollen diese Faltungen auf submarine Rutschungen zurückführen. Dieser Auffassung widersprechen folgende Tatsachen:

1. Eine Zunahme der Faltungsintensität nach einer bestimmten Richtung ist nicht festzustellen.



Abb. 2. Faltungen auf der Dachfläche des Quaderkalkes. Marsberg bei Randersacker. Dr. TRUSHEIM fot.

2. Die Streichrichtung der Faltenachsen ist nicht im geringsten konstant. Nach etwa 50 Messungen, die ich im Verbreitungsgebiet des Quaderkalks zwischen Randersacker—Rottenbauer und Fuchsstadt durchgeführt habe, sind sämtliche Richtungen nahezu gleichwertig vertreten (GG. WAGNER 1914, S. 116—126).
3. Eine einheitliche Vergenz der teilweise sogar überkippten Faltung besteht nicht.
4. Wenn man im Geiste die Falten dieser Schicht wieder ausbügelt, würde sich eine ursprüngliche Verbreitung der ungefalteten Schichten von nahezu der doppelten Ausdehnung ergeben. Das gleichmäßig starke Abgleiten einer so dünnen Schichtplatte über so große Erstreckungen hin ist mechanisch schwer vorstellbar.
5. Die Oberfläche des Liegenden Quaderkalks ist im großen völlig eben. Es fehlt demnach ganz die wenn auch noch so geringe Böschung, auf der sich die Gleitung hätte abspielen können.
6. Die hangenden Schichten der Ostrakodentone machen die Faltung vielfach in aller Deutlichkeit mit, wobei die Faltungsintensität nach oben nach einigen Zentimetern bis 1 dcm ausklingt. Nirgends ist diskordante Ausfüllung der Faltenmulden erkennbar. Ob diese Erscheinung nur darauf zurückzuführen ist, daß die weichen Ostrakodentone bei der Setzung und unter der Einwirkung des Hangenddruckes das Relief des Untergrundes abbilden, oder ob die Faltung erst nach Ablagerung wenigstens eines Teils der Ostrakodentone stattgefunden hat, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden.

Eine beweisbare Erklärung der Faltungsursache ist auch mir nicht möglich, doch halte ich die Mitwirkung von Quellungserscheinungen für wahrscheinlich, da von der Faltung ausschließlich Kalke einer bestimmten petrographischen Beschaffenheit erfaßt werden.

2. Septarien

Recht häufig sind im Quaderkalk große (bis 80 cm lange), brotlaibförmige Septarien, die vereinzelt inmitten des Schillkalks, häufiger auf der Dachfläche des Quaders auftreten. Nach außen erscheinen sie vollkommen homogen. Im Inneren weisen sie die bezeichnenden Zerreißungserscheinungen und Schwundklüfte auf. Die inneren Hohlräume sind meist mit Kalzitteppichen ausgekleidet. Hier finden sich auch fast regelmäßig die oben erwähnten Erze und Mineralien.

Für die Entstehung der Septarien ist die auch von Gg. Wagner (1914, S. 159 u. 164) gemachte Beobachtung von Wichtigkeit, wonach ihre gesamte Oberfläche, also sowohl Ober- wie Unterseite, mitunter von Placunopsiden besiedelt ist. Die Septarien müssen also bereits fertig in ihrer heutigen Form und Verteilung am Meeresboden gelegen haben. Ein Transport solcher mitunter mehrere Zentner schwerer und vielfach abgeplatteter Knollen durch Meeresströmungen ist kaum vorstellbar. Es sei deshalb eine andere Deutungsmöglichkeit zur Diskussion gestellt, die ich Herrn Trusheim verdanke. Danach wären diese Knollen als Reste von durchgehenden Bänken anzusehen, die ursprünglich in einem höheren Niveau abgelagert wurden. Diese Bänke seien später bis auf die heute noch vorliegenden Knollen aufgearbeitet und weitgehend zerstört worden, wobei die großen Restblöcke durch fortgesetzten Entzug ihrer Unterlage (durch Kolkung) allmählich auf die heutige Schichtfläche hinunterprojiziert wurden, ohne einen Transport in der Waagerechten erlitten zu haben. Bei diesem Abwärtssteigen durch eine heute verschwundene Schichtfolge hindurch konnte es sehr leicht vorkommen, daß der Block Drehungen um eine waagerechte Achse erfahren hat, so daß eine allseitige (wenn auch nicht gleichzeitige) Besiedelung erfolgen konnte.

b) Fauna des Quaderkalks

Die Mehrzahl der Schalenreste, besonders in den frischen Schill- und Bruchschillbildungen ist nicht bestimmbar. Zweifellos herrschen jedoch die Muscheln bei weitem vor. Auf angewitterten Flächen und in den groben Schillkalken sind die Fossilreste gelegentlich bestimmbar. Es haben sich bisher im Quaderkalk nachweisen lassen (Gg. Wagner 1914, S. 166 und Schuster 1926, S. 15 ff.):

Muscheln: *Pecten discites* und *laevigatus, Ostrea spondyloides* und *subanomia, Enantiostreon complicatum, Placunopsis sessilis, Lima lineata* und *striata, Gervilleia socialis, subcostata und substriata, Myophoria vulgaris, goldfußi, rotunda, securiformis, intermedia, pes anseris, Myalina eduliformis, Mytilus eduliformis, Pleuromya, Monotis alberti, Trigonodus sandbergeri, Corbula dubia.*

Brachiopoden: *Terebratula vulgaris.*

Schnecken: *Holopea, Natica, Turritella.*

Cephalopoden: *Ceratites semipartitus* und *dorsoplanus* kommen nicht so selten vor wie Gg. Wagner (1914, S. 166) annimmt. Zwischen „Schale und Kern", also auf der Dachfläche des Quaderkalks finden sie sich mitunter sogar häufig.

Sehr reich vertreten sind Zähnchen und Schuppen von Fischen. Auch Reptilreste *(Nothosaurus, Placodus)* treten gelegentlich auf. Von Bedeutung ist fernerhin ein Stegocephalenrest, den ich im Quaderkalk von Rottenbauer gefunden habe und den Trusheim (1935, S. 253—255) als eine unvollständige Clavicula von *Plagiosternum granulosum* E. Fraas bestimmt hat.

Das namengebende Leitfossil des Quader=*Trigonodus*-Kalks *Trigonodus sandbergeri* ist nur örtlich häufig.

c) Verbreitung und Mächtigkeit des Quaderkalks

Abb. 3

In die Normalfazies (Westen: Kochendorfer, Osten: Uffenheimer Fazies Gg. Wagner's) schiebt sich keilartig der Quaderkalk ein. Im Maintal von Marktbreit bis Randersacker, im Wittigbachtal, im Gollach- und Steinachtal bildet er die Talkanten. Der Quaderkalk umfaßte z. Z. seiner größten Ausdehnung einen zungenförmigen Bereich, dessen nördliches Ende östlich von Würzburg bei Effeldorf und Rothof liegt. Die Ostgrenze wird durch die Linie Effeldorf—Biebelried—Marktbreit—Uffenheim gebildet. Im Westen verläuft die äußerste Grenze entlang der Linie: Effeldorf — Gerbrunn — Heidingsfeld — Reichenberg — Kleinrinderfeld — Kirchheim — Krensheim. Im Süden geht er in die Kornsteinfazies des Taubergebietes über. Die Grenze gegen die Normalfazies ist schroff.

Es ist eine seit Reis (1909, S. 7 u. 1928, S. 22 ff.) erkannte Tatsache, daß der Quaderkalk nicht überall ein zeitlich gleich umgrenztes, geschlossenes, stratigraphisches Gebilde ist, sondern an verschiedenen Stellen verschiedene Schichtenkomplexe der Normalfazies vertreten kann.

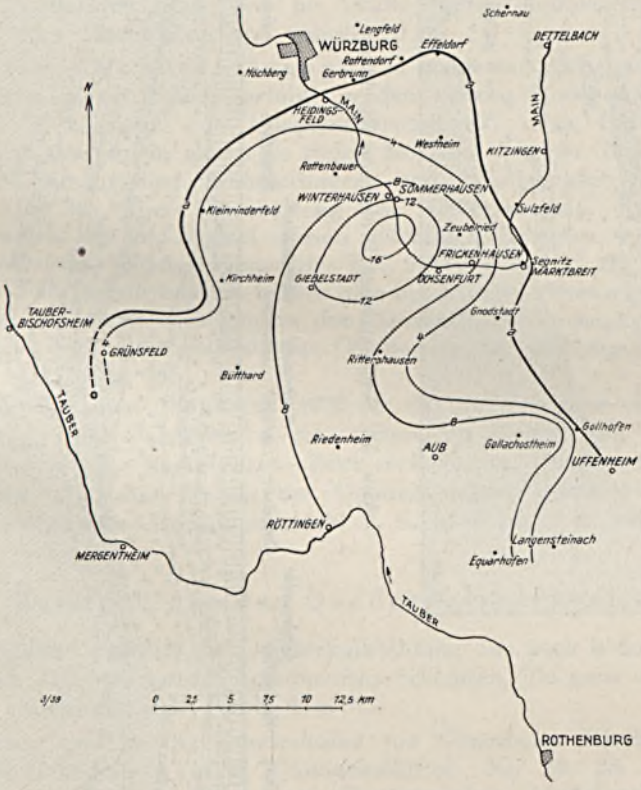


Abb. 3. Verbreitung und Mächtigkeit des Quaderkalkes im Liegenden der Ostracodentone

(Zeichenerklärung auf Taf. 4 u. 5)

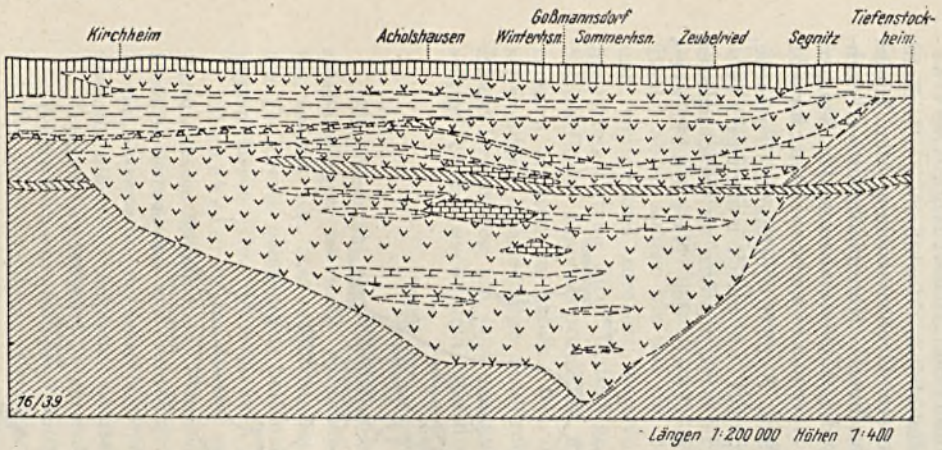


Abb. 4. Schematisches Profil von Kirchheim bis Tiefenstockheim

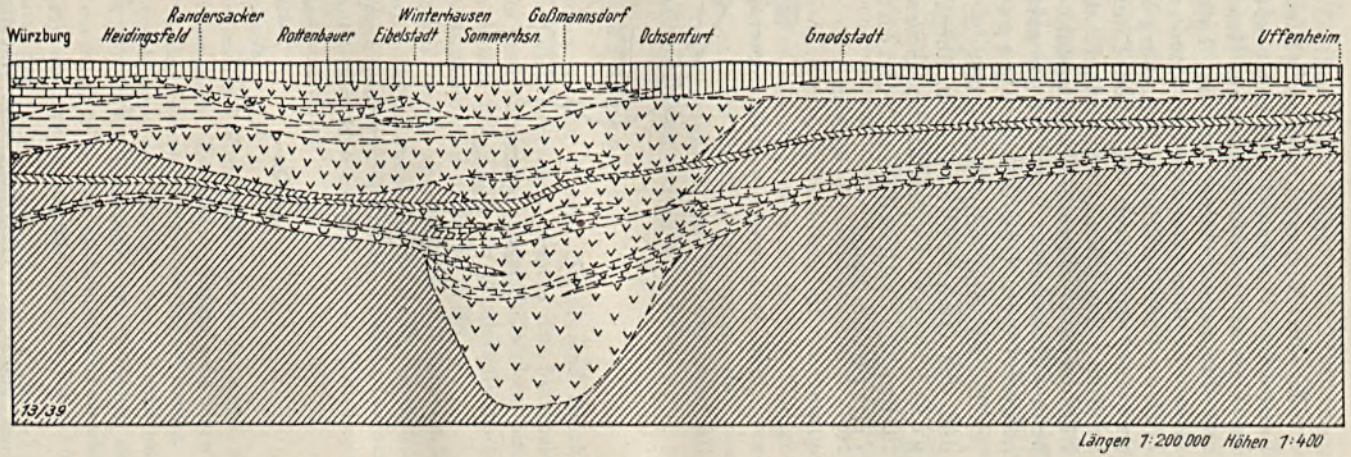


Abb. 5. Schematisches Profil durch den Quaderkalk von Würzburg bis Uffenheim

Die stratigraphisch tiefsten Quaderkalkbildungen treten im oberen Teil der Nodosenschichten auf, die hangenden *Semipartitus*-Schichten können vollständig durch ihn vertreten werden. Höhere Quaderkalkbildungen treten außerdem in der Region der Ostrakodentone sowie im Glaukonitkalk auf. Je nach der senkrechten Verbreitung des Quaderkalkes lassen sich zwei natürliche Gebiete im Bereiche des mainfränkischen Quaderkalkes ausscheiden:

a) das Zentralgebiet, in dem der Quaderkalk bereits in den Nodosenschichten beginnt,

b) die Randgebiete, in denen der Quaderkalk erst in den *Semipartitus*-Schichten anfängt.

d) Zentralgebiet der Quaderkalkentwicklung

Seine größte Mächtigkeit (vgl. Schuster 1926, S. 16) erreicht der Quaderkalk in einem Gebiet, das sich von Röttingen—Acholzhausen—Winterhausen—Sommerhausen—Goßmannsdorf und Ochsenfurt (West)—Aub—Rothenburg erstreckt (Abb. 4 u. 5) (vgl. dazu die Quaderkalkprofile, Taf. 5, Prof. Nr. 1, 4, 16). Der Quaderkalk reicht hier bis in die oberen Nodosenschichten hinab und erreicht eine Mächtigkeit von nahezu 20 m.

Die tiefsten Quaderbildungen in meinem Arbeitsgebiet, d. h. das erste Auftreten dieser Fazies erfolgt in den oberen Nodosenschichten, und zwar etwa 7—8 m unter der Hauptterebratelbank. Das Gebiet, in dem der Quaderkalk bereits in einem so tiefen Horizont beginnt, liegt in der Umgebung von Goßmannsdorf, Sommerhausen und Acholzhausen (vgl. Mächtigkeitskarte Abb. 3). Eine Einschaltung von Ockermergeln, Kalklinsen und -bänken (etwa 40—80 cm) trennt diesen mächtigen Komplex von der Hauptterebratelbank (vgl. Quaderkalkprofile Taf. 5, Prof. Nr. 1, 16, 17, 26). Die *Semipartitus*-Schichten wiederum bilden hier ein höheres Stockwerk im Quaderkalk. Nur da, wo Einschaltungen in der Normalfazies vorhanden sind (z. B. Gelber Kipper, Kiesbank) gelingt eine Gliederung der eintönigen Quaderkalkmasse (vgl. Abb. 4 u. 5).

Nach Süden treten (Schuster 1926, S. 28) verschiedene Änderungen in der Ausbildung des Quaderkalks ein. Schon im Gebiet von Riedenheim—Röttingen—Aufstetten—Bieberehren—Buch erfaßt der Quader zwar die Nodosenschichten, aber die Einheit des Quaders leidet durch Mergeleinschaltungen (Gg. Wagner's Mergelleitschicht z. B. wird bis 2 m stark).

e) Randgebiete der Quaderkalkverbreitung

Im Randgebiet ergreift die Quaderkalkbildung nur noch höhere Horizonte. Es sind in der Hauptsache die *Semipartitus*-Schichten, die ganz oder teilweise als Quader entwickelt sind (Abb. 6 u. 7).

Im Westen sind es die Quaderkalke von Grenzheim—Kirchheim—Kleinrinderfeld—Rottenbauer (Taf. 5, Quaderkalkprof. Nr. 28, 23, 20, 12, 11), im Osten die von Rothof—Rottendorf—Randersacker—Lindelbach und Eibelstadt (Taf. 5, Quaderkalkprof. Nr. 1—7, 9, 10, 15), im Südosten die bei Eichelsee—Rittershausen—Bolzhausen (Schuster 1926, S. 22 und Abb. 3).

(Zeichenerklärung auf Taf. 4 u. 5)

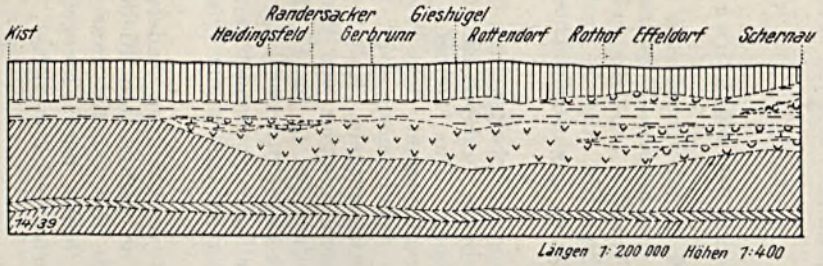


Abb. 6. Schematisches Profil von Kist bis Schernau
(Normalfazies—Quaderkalk—Normalfazies)

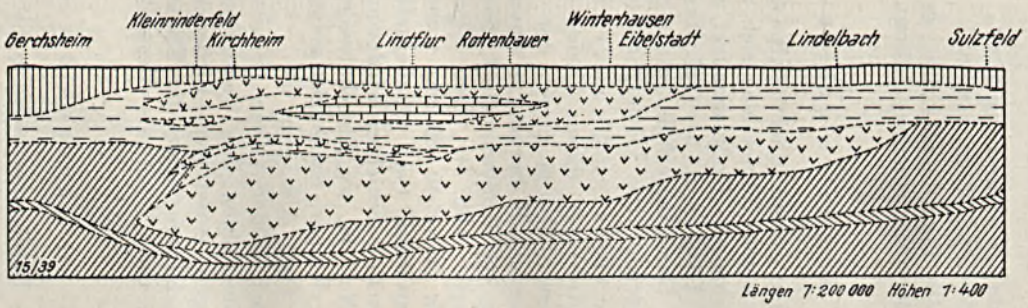


Abb. 7. Schematisches Profil von Gerchsheim bis Sulzfeld
(Normalfazies—Quaderkalk—Normalfazies)

Im allgemeinen bildet der Quader hier die Unterlage der Ostrakodentone und reicht bis in die Region der Hauptterebratelbank hinab. An einzelnen Stellen (südlich und südwestlich von Kleinrinderfeld, vgl. dazu Taf. 5, Quaderkalkprof. Nr. 20, 23, 27 bis 30!) liegen jedoch zwischen dem Quader und den Ostrakodentonen noch etwa 30 bis 50 cm Schiefertone mit der Oberen Terebratelbank. Hier findet also die Quaderkalkentwicklung bereits etwas früher ihren endgültigen Abschluß als im Zentralgebiet. Die durchgreifende fazielle Änderung, die sich in den Ostrakodentonen kundgibt, bereitet im ganzen Arbeitsgebiet der Quaderkalkbildung ein Ende. Nur in einer schmalen Zone, und zwar zwischen Lindelbach, Rottenbauer und Acholzhausen (vgl. Taf. 5, Quaderkalkprof. Nr. 10, 12, 13 und 14) setzt in einem stratigraphisch höheren Niveau erneut die Quaderkalkbildung ein. Hier ist nämlich auch der Glaukonitkalk noch ganz oder teilweise in Quaderkalkfazies ausgebildet. Dieses Wiederaufleben der Quaderkalkentwicklung beweist, daß hier die faziellen und paläogeographischen Voraussetzungen für die Quaderkalkbildung nach Ablagerung der Ostrakodentone erneut einsetzten. Die Ostrakodentone selbst sind in meinem Arbeitsgebiet überall vorhanden und nirgends durch Quaderkalkbildung vollständig unterdrückt worden.

Bereits außerhalb meines Arbeitsgebietes (nach Schuster 1926, S. 16 u. 21) ist entlang der Linie Ochsenfurt (Ost)—Hemmersheim—Equarhofen—Großharbach eine etwa 6 km breite Zone, in der auch die Ostrakodentone durch Quader ersetzt sind. Merkwürdigerweise fehlt hier im Liegenden der Quader völlig. Die Unterlage bildet die normale Uffenheimer Fazies.

f) Ostrakodentone, Glaukonitkalk und Grenzbonebed im Gebiet der mainfränkischen Quaderkalkentwicklung

Im Norden und Nordwesten des Quaderkalkbereichs erreichen die Ostrakodentone die größte Mächtigkeit bei Kleinrinderfeld, Lindflur mit 180 cm, bei Krensheim mit 40 bis 170 cm, bei Randersacker, Rottendorf mit 120 bis 130 cm. Nach Süden und Südosten nehmen sie an Mächtigkeit ab. (Goßmannsdorf—Acholzhausen 80 bis 100 cm, Bolzhausen—Rittershausen 40 bis 60 cm, Ochsenfurt, Gnodstadt 15 bis 30 cm). Im Osten sind sie nach Schuster (1926, S. 116) durch Quader ersetzt. Petrographisch sind die Ostrakodentone im Bereich des Quaderkalks normal entwickelt und unterscheiden sich in nichts von der Ausbildung der Normalfazies; lediglich im Zentralgebiet des Quaderkalks schalten sich im unteren Teil der Ostrakodentone vielfach wellige und wulstige Kalklinsen und Kalkbänke ein.

Der Glaukonitkalk ist im Westen und Norden wie in der Normalfazies ausgebildet. Er erreicht eine durchschnittliche Mächtigkeit von 2 m (Lindflur 2,7 m, Randersacker 2,6 m, Kirchheim 2,3 m, Eibelstadt 2,35 m gegenüber 2 bis 2,5 m in der Kochendorfer Fazies). Wie die Mächtigkeit der Ostrakodentone, so nimmt auch die des Glaukonitkalks gegen Süden ab.

Das Grenzbonebed ist im ganzen Quaderkalkgebiet normal ausgebildet.

g) Gliederungsmöglichkeit des Quaderkalks

Eine Untergliederung des Quaderkalks durch petrographisch oder faunistisch gekennzeichnete Leitbänke ist nicht möglich. Eine Einstufung des Quaderkalks ist nur mit Hilfe der aus der Normalfazies bekannten

Leitbänke zu erzielen, sei es, daß mit ihrer Hilfe die Schichten im Liegenden und Hangenden des Quaderkalks eingestuft werden können, sei es, daß sich diese Leitbänke selbst gelegentlich zwischen die mächtigen Quaderkalkmassen einschieben. So sind z. B. die Hauptterebratelbank und der „Gelbe Kipper" vielfach auch zwischen dem Quaderkalk normal entwickelt; an den Stellen aber, wo der Quaderkalk in der Region der Hauptterebratelbank geschlossen entwickelt ist, ist auch diese Bank als solche nicht mehr erkennbar. Auch die Obere Terebratelbank läßt sich nur in den westlichen Randgebieten des Quaderkalks nachweisen.

h) Entstehung des Quaderkalks

Die Entstehung dieser vielleicht merkwürdigsten Fazies des süddeutschen Hauptmuschelkalks ist bisher keineswegs als geklärt zu betrachten. Schon frühzeitig (Sandberger 1864, S. 229, Zelger) ist zwar seine Sonderstellung erkannt worden. Aber selbst die neueren Bearbeitungen konnten eine einleuchtende Deutung dafür nicht geben. Im allgemeinen geht die Auffassung dahin (Gg. Wagner 1914, S. 174, Schuster 1926, S. 15 ff., Reis 1928, S. 23), in dem Quaderkalk eine Flachwasserbildung zu sehen, die, „auf einer von Süden her gegen das Mainknie vorstoßenden Barre entstanden ist" und sich zungenförmig zwischen die Normalfazies einschaltet.

Aus der petrographischen Beschaffenheit des Quaderkalks (s. o.) lassen sich zunächst folgende zusammenfassenden Schlüsse ziehen:

1. Da im eigentlichen Quader Einschaltungen von feinkörnigen Sedimenten völlig zurücktreten, die Hauptmasse des Gesteins vielmehr fast ausschließlich aus Molluskenschalen besteht, darf gefolgert werden, daß im Bereich der Quaderkalkentwicklung die Strömungsgeschwindigkeit so groß war, daß nur noch die schwerer verfrachtbaren Muschelschalen, nicht aber der feinkörnige Kalkschlamm sedimentiert werden konnte. Der Absatz des Kalkschlamms konnte nur in den Zwischenräumen der sperrigen Schalenmassen erfolgen.

2. Für starke Wasserbewegungen und erhebliche Strömungsgeschwindigkeiten spricht auch die Tatsache, daß die Schalen mehr oder weniger zertrümmert sind. Auch die häufige Kreuz- und Schrägschichtung besagt, daß an der Bildung des Quaderkalks verschieden gerichtete und verschieden starke Strömungen beteiligt waren.

3. Es liegt nahe, die durch die angeführten Tatsachen bewiesenen Strömungsgeschwindigkeiten als Folge von besonders flachem Wasser aufzufassen. Wir wissen, daß die Gammesfelder Barre gegen Ende der Hauptmuschelkalkzeit aus dem Meere herausgehoben wurde und als Halbinsel nach Norden vorsprang. Da die Quaderkalkfazies die unmittelbare Fortsetzung dieser Barre darstellt, möchte man geneigt sein, als Ursache ihrer Entstehung die submarine Fortsetzung der Gammesfelder Barre anzunehmen (wie es bisher auch meistens vermutet wurde). Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß sich ein strenger Beweis für eine Entstehung des Quaderkalks in besonders flachem Wasser, vor allem flacherem Wasser als in der Normalfazies nicht erbringen läßt. Es findet weder in der Normalfazies eine Mächtigkeitszu- bzw. -abnahme in Richtung auf diese vermutete submarine Schwelle statt, noch ist die Mächtigkeit des Quaderkalks selbst größer als die der zeitlich entsprechenden Schichten der Normalfazies (s. o.).

Man kann sich also denken, daß eine Beziehung zur Gammesfelder Barre nur in der Weise bestanden hätte, daß hier die Küstenversatzströme zu einem Ausbiegen nach dem Meere zu gezwungen waren und deshalb eine weit gegen das Beckeninnere vorspringende nehrungsartige Schillzusammenschwemmung verursachten. Hierfür scheint auch zu sprechen, daß die Spitze dieser submarinen Nehrung gegen Nordosten hakenförmig umgebogen erscheint. Man kann daraus den Schluß ziehen, daß die aus Südwesten kommenden Strömungen im ganzen stärker waren als die aus Nordosten kommenden.

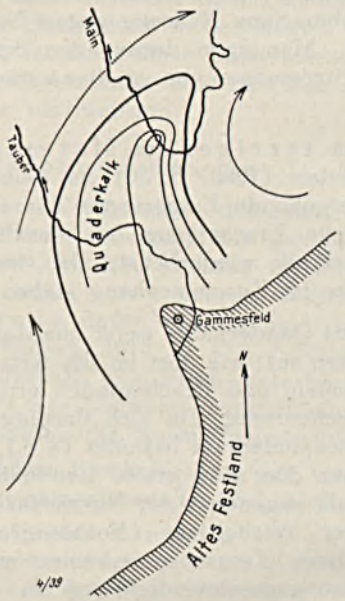
4. Beimengungen von terrigenem Material (Quarz, Feldspat und Glimmer) sind von Fischer (1909, S. 50) im Quaderkalk recht häufig beobachtet worden. Weitergehende Folgerungen lassen sich daraus aber nicht schließen, weil die gleiche Erscheinung bei sämtlichen kristallinen Bänken im übrigen Hauptmuschelkalk wiederkehrt, also wohl mit den Entstehungsbedingungen dieser Bänke im Zusammenhang stehen muß.

5. Auch die Fauna des Quaderkalks weist qualitativ gegenüber der Normalfazies kaum Besonderheiten auf; wie dort ist die Artzahl gering, die Individuenzahl besonders der Muscheln und Brachiopoden groß. Bemerkenswert ist die Häufigkeit größerer Knochenreste. Da sich darunter auch ein sicherlich vom Lande stammender Stegocephalenrest befindet (s. o.), möchte man geneigt sein, auch hierin ein Anzeichen für sehr große Landnähe zu sehen. Dem widerspricht, daß im Quaderkalk gegenüber der Normalfazies aber auch die Knochenreste vorwiegend mariner Wirbeltiere (*Nothosaurus, Placodus,* Fische) ungleich häufiger sind. Diese Tatsachen scheinen mir deshalb ebenfalls nur für die größeren Strömungsgeschwindigkeiten zu sprechen, nicht aber für besondere Landnähe.

Aus dem stratigraphischen Verband des Quaderkalks und seiner Beziehung zur Normalfazies ergibt sich, daß die verschiedensten Schichten des Oberen Hauptmuschelkalks ohne weiteres in Quaderkalk übergehen und von ihm vertreten werden können. Dabei ist die Mächtigkeit der in Quaderkalk ausgebildeten Schichten ursprünglich sicher nicht größer gewesen als die der gleichen in der Normalfazies entwickelten Schichten. Die Vorstellung einer urglasförmigen flachen Aufwölbung des Quaderkalkbereichs über dem Meeresboden muß also aufgegeben werden. Auch die in Normalfazies ausgebildeten, in den Quaderkalkbereich vorstoßenden Schichtserien lassen eine Mächtigkeitszu- bzw. -abnahme nicht erkennen (Abb. 8).

Den Schlüssel für das Verständnis der Quaderkalkbildung gibt die Betrachtung der damaligen paläogeographischen Verhältnisse. Zusammenfassend betrachte ich den Quaderkalk also als eine submarine, die Normalfazies vertretende Massenanschwemmung von Muschelschalen, die ihre Erklärung ausschließlich aus der damaligen Paläogeographie (Gammesfelder Barre) und den durch sie verursachten Meeresströmungen verdankt. Ich möchte glauben, daß die im Quaderkalk angehäuften Schalenmassen aus einem weiten Einzugsgebiet her zusammengeschwemmt wurden, daß sie nur gewissermaßen eine Sedimentauslese darstellen, weil hier die stärkeren Strömungen den Absatz von leicht verfrachtbarem organischen und anorganischen Material unmöglich machten. Bereits zur Zeit der Oberen Nodosenschichten führten diese paläogeo-

graphischen Umstände zu einer ersten, zunächst örtlich noch recht beschränkten Schalenanhäufung (Goßmannsdorf, Sommerhausen, Acholzhausen). Im Laufe der Zeit ergriff diese Schalenanhäufung immer weitere Gebiete und schob sich gleichzeitig immer weiter zungenförmig nach Norden vorwärts.



Ab. 8. Paläogeographisches Kärtchen der Gammesfelder Barre in ihrer Beziehung zum Quaderkalk

B. Paläontologischer Teil

I. Allgemeiner Teil

Die folgende Bearbeitung der Ceratiten stützt sich auf insgesamt etwa 700 Ceratiten. Das Material stammt zum größten Teil aus eigenen Aufsammlungen. Daneben standen mir zur Verfügung:

1. Die reiche Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Würzburg.
2. Die Sammlung von Dr. Schlaginweit im Geologischen Institut Würzburg.
3. Die Sammlung von Dozent Dr. Trusheim, Würzburg.
4. Ausgewählte Stücke aus der Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Göttingen.

a) Fossile Reste der Ceratiten

1. Schale

Von der Schale der Ceratiten wissen wir sehr wenig. Reste der ursprünglichen Schale sind nicht bekannt. Auch die „Schalenexemplare" der Sammlung von Frosch in Bayreuth weisen keine Reste der ursprünglichen Schale auf. Wir wissen nur das eine, daß die aus Kalzit bestehenden Placunopsidenschalen, die wir noch heute häufig auf Ceratitensteinkernen finden, erhaltungsfähiger waren als die Ceratitenschalen, die

vermutlich aus Aragonit bestanden. Die Ceratitenschale dürfte der Ammonitenschale ähnlich gewesen sein.

Anhang: Perlbildung?

Hch. Kirchner (1927, S. 148) berichtet über einen Ceratiten (*Ceratites compressus*), der auf der Mitte des Seitenwulstes einer Wohnkammer eine rundliche Vertiefung aufweist, die von einer Perle verursacht sein soll. Auch unter meinem Ceratitenmaterial finden sich verschiedene Stücke, die die gleiche Erscheinung aufweisen. Es ist mir nicht möglich, einen Beweis weder für noch gegen diese Annahme zu erbringen. Zweifellos gibt es jedoch morphologisch sehr ähnliche Vertiefungen in Ceratitensteinkernen, die sicher nicht auf einen ursprünglichen Fremdkörper zurückgehen, sondern durch Lösungs-, Verwitterungserscheinungen u. dgl. entstanden sind.

2. Mundsaum

Verschiedene Autoren haben sich mit der Frage des Mundsaumes bei Ceratiten beschäftigt. Die Meinungen über die Brauchbarkeit für die Systematik gehen auseinander. Nach meinen Beobachtungen muß ich es ablehnen, dem Mundsaum bei Ceratiten irgendeine systematische Bedeutung beizumessen. Kieslinger (1926, S. 111) kam bei seinen Untersuchungen an triadischen Nautiloideen zu dem gleichen Ergebnis.

Unter den vielen Formen, die ich in den großen Sammlungen Mittel- und Norddeutschlands gesehen habe, und unter meinen selbstgesammelten Stücken befinden sich sehr wenige, die einen sogenannten Mundsaum besitzen. Es läßt sich nicht beweisen, daß das, was heute als „Mundsaum" angesprochen wird, auch nur annähernd dem Verlauf des Mundsaumes zu Lebzeiten des Tieres entspräche, da weder die Schale eines Ceratiten noch ihr Abdruck erhalten ist. Dagegen läßt sich nachweisen, daß die Gestalt des heutigen Steinkerns der Wohnkammer mit dem ursprünglichen Mundrand nichts zu tun hat. Die Wohnkammer des Ceratiten war eine nach einer Seite hin offene Röhre. Selbst bei vollständiger Ausfüllung der Wohnkammerröhre ist eine genaue Abprägung des Mundsaumes unmöglich, weil die vordere Begrenzung der Ausfüllmasse nicht mehr von der Schale, sondern von den physikalischen Bedingungen der Umwelt bestimmt wird. Besonders auffällig ist die Gestalt des Wohnkammersteinkerns bei den Formen, die höheren Horizonten angehören, wie *Ceratites nodosus, C. dorsoplanus* und *C. semipartitus*. Ihre eigenartige Nasenform hat nichts mit der ursprünglichen Gestalt der Schale zu tun, sondern hängt ausschließlich von den Bedingungen ab, unter denen die Wohnkammer mit Sediment ausgefüllt wurde. Die Wohnkammer wirkte als Sedimentfalle im Sinne von Quenstedt. Aus rein physikalischen Gründen muß dabei das Sediment zunächst in dem toten Winkel abgesetzt werden, der entlang der Externseite der Wohnkammer zwangsläufig auftritt (Abb. 9). So erklärt es sich auch, daß diese Erscheinung um so ausgeprägter ist, je stärker die Wohnkammer abgeplattet ist, je intensiver also der tote Winkel an der Externseite entwickelt ist (*Ceratites dorsoplanus* und *semipartitus*). Weiterhin erklärt sich damit die Tatsache, daß die Nasenform um so deutlicher ist, je größer die Gehäuse waren. Daß für die Entstehung und Gestalt der Nase rein physikalische Ursachen maßgebend waren, geht auch daraus hervor, daß sich diese Ausbildung auch bei anderen Cephalopodengruppen in gleicher Weise wiederfindet, wie z. B.

bei mehreren großen Exemplaren von *Nautilus bidorsatus*, deren „Mundsaum" ebenfalls nichts damit zu tun hat. Bei manchen Stücken ist die Nasenform sicherlich auch noch durch spätere Abwitterung auf der Innenseite verstärkt worden. Daß der Mundsaum bei Ceratiten nicht mehr erhalten ist, kann durch

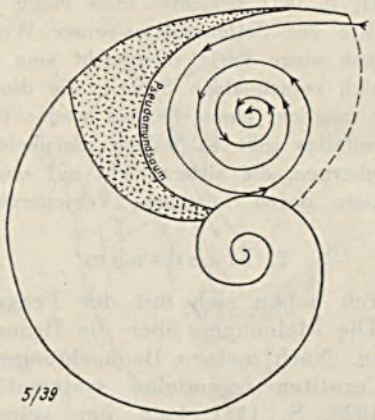


Abb. 9. Schematischer Längsschnitt durch einen Ceratiten zur Erklärung der „Nasen"-Form. Wasserwalzen in der Wohnkammer erlauben die Ablagerung von Sediment nur im toten Winkel

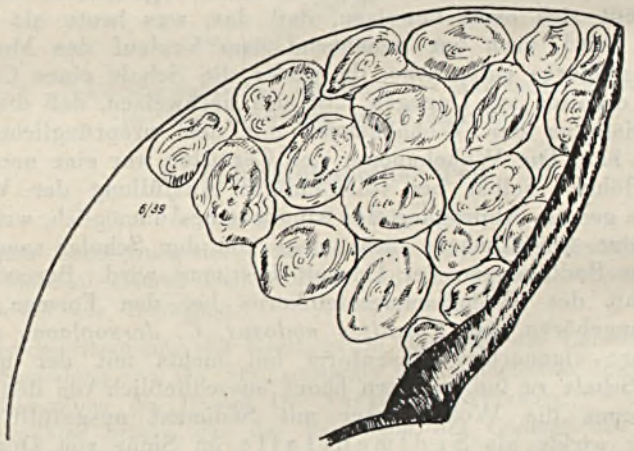


Abb. 10. Placunopsiden-Siedlung auf dem nasenförmigen Wohnkammer-Steinkern eines Ceratiten. Die am Vorderrand der „Nase" aufgewachsenen Placunopsiden sind nur teilweise erhalten

folgende Beobachtung bewiesen werden: Manche nasenförmige Ceratitensteinkerne tragen eine Placunopsidenbewachsung. Viele der am äußersten Vorderrand der Nase aufsitzenden Placunopsiden sind nur zur Hälfte erhalten (Abb. 10). Daraus geht hervor, daß sich die mit Placunopsiden bewachsene Schale ursprünglich noch mehr oder weniger weit nach vorne fortgesetzt haben muß und später durch Verwitterung zerstört wurde.

3. Skulptur

Zu den wichtigsten Kennzeichen und Unterscheidungsmerkmalen der Ceratiten gehört die Berippung und die Beknotung: die Skulptur. Sie wechselt innerhalb der onto- und phylogenetischen Entwicklung.

Mit RIEDEL (1914, S. 25) lassen sich folgende Typen unterscheiden:

1. *Binodosus*-Typ: Er besteht aus einer Reihe von Lateralknoten, die meist unterhalb der Seitenmitte sitzen, sowie aus einer durchschnittlich doppelt so großen Anzahl von Externknoten. Zu diesem Typus gehören sämtliche primitiven Ceratiten *(Ceratites atavus, primitivus* usw.) und zwar in allen Altersstufen. Bei allen stratigraphisch höheren Ceratiten ist diese Skulptur auf die ersten Windungen und Jugendformen beschränkt. Man darf hierin eine Bestätigung des biogenetischen Grundgesetzes HAECKEL's erblicken, wonach die ontogenetische Entwicklung die Phylogenie wiederholt.

2. *Nodosus*-Typ: Lateral- und Externknoten sind durch dicke, zuweilen auch knotige bis dornige *(Ceratites spinosus)* Rippen ersetzt, die ziemlich weit auseinanderstehen. Beispiel: *Ceratites compressus*. Der *Nodosus*-Typ tritt nie früher auf als auf den letzten beiden Windungen.

Ob die Anfangswindungen, wie bei den Ammoniten, glatt oder mit Knoten versehen sind, konnte ich nicht feststellen. Um die Frage endgültig zu klären, benötigt man sehr reiches, gut erhaltenes Material, zumal die Anfangswindungen der meisten Ceratiten zerstört sind. Ich konnte bei den primitiven Formen und bei den Jugendexemplaren von *Ceratites compressus* feststellen, daß die binodose Skulptur schon in den ersten Windungen auftritt.

Außer der Berippung und Beknotung kommen bei verschiedenen Ceratitenformen „Sichel- oder Anwachsstreifen" vor. Die phylogenetischen Zusammenhänge der Skulptur müßten durch Untersuchungen und Messungen geklärt werden, ähnlich wie sie BRINKMANN (1925) an Cosmoceraten durchgeführt hat. Dazu wäre aber eine genaue Durcharbeitung sämtlicher größerer deutschen Ceratitensammlungen notwendig, um die erforderliche breite Basis zu haben. Über die biologische Bedeutung der Skulptur ist wenig Sicheres bekannt.

An eine unmittelbare Abhängigkeit zwischen Skulptur und Lebensweise der Ceratiten vermag ich nicht zu glauben (siehe unten!).

4. Lobenlinie

Die fast immer wiederkehrenden Suturelemente bei Ceratiten, Sättel und Loben, sind hinreichend bekannt.

Die systematische Bedeutung der ceratitischen Lobenlinie ist heftig umstritten. Da auch hierfür großes, gutes Material und genaueste Untersuchungen notwendig sind, kann ich mich weder für, noch gegen eine systematische Bedeutung entscheiden.

Leider muß auch festgestellt werden, daß die Abbildungen der ceratitischen Lobenlinie in der Literatur vorwiegend auf Handzeichnungen beruhen und schon deshalb meist fehlerhaft sind. Für die künftigen Untersuchungen und Abbildungen empfiehlt sich daher dringend die Anwendung eines Verfahrens, das E. VOIGT (1936, S. 281) vorgeschlagen hat (Lackfilmmethode). Auf Grund eigener Erfah-

rungen kann ich dazu folgende Ratschläge geben: Die Ceratiten müssen zunächst sorgfältigst gereinigt werden. In die vertieften Lobenlinien wird eine Paste eingerieben, die man sich am besten aus rotem Farbstoff und Staufferfett bereitet. Sodann bestreicht man einen Teil des Ceratiten mit Sprimoloidlack (s. Voigt). Man muß dabei beachten, daß der Lack möglichst dick und ohne Blasen aufgetragen wird. Nachdem der Lack eingetrocknet ist, kann man ihn ohne weiteres als Haut vom Ceratiten abziehen. Diese Lackhaut wird zwischen zwei Glasplatten gebracht und gepreßt. Die gepreßte Lackhaut ist wie ein photographischer Film zu verwenden und kann ohne weiteres sofort kopiert werden. Ich glaube, daß bei diesem Verfahren die ceratitischen Lobenlinien fehlerfreier wiedergegeben werden können als bisher, so daß genaue Untersuchungen über die systematische Bedeutung der Lobenlinien bei Ceratiten diesen Weg einschlagen sollten.

b) Epöken auf Ceratiten

1. Placunopsiden

Die häufigsten Epöken auf Ceratiten sind die Placunopsiden. Von ihnen ist in allen mir bekannten Fällen nur die festgewachsene (rechte) Klappe erhalten. Alle Alters- bzw. Größenstufen sind vertreten. Die größten erreichen einen Durchmesser bis zu 5 cm.

Schon immer stand hierbei die Frage im Vordergrund, ob die Besiedlung zu Lebzeiten des Tieres oder erst nach seinem Tode (auf der Schale) oder auf dem Steinkern erfolgt ist.

Besiedlung zu Lebzeiten: Die Besiedlung zu Lebzeiten ist einwandfrei nachgewiesen (Philippi 1899, S. 68 und Kumm 1927, S. 10): Placunopsiden sitzen auf einer inneren Windung und werden von der folgenden Windung überwachsen. Diese Tatsache kann ich auch an meinem Material bestätigen.

Ein Wahrscheinlichkeitsbeweis scheint mir auch die allseitige Bewachsung von Ceratiten mit einer gleichalterigen Placunopsidensiedlung zu sein. Die Schalen haben dann durchweg die gleiche Größenordnung, müssen also einer Generation angehören. Es ist aber unmöglich, daß eine am Boden liegende Schale gleichzeitig auf allen Seiten bewachsen wird.

Noch sicherer ist der Beweis bei den Ceratiten, die eine zwei- oder mehrmalige allseitige Überwachsung mit Placunopsiden aufweisen. Es muß jedoch die Einschränkung gemacht werden, daß eine allseitige Besiedlung mit jungen Placunopsiden (Larven) auch während der nekroplanktonischen Verfrachtung der Schale möglich ist. Es müßte aber in diesem Falle auch vor allem eine Besiedlung eines Teils des Wohnkammer-Innern stattgefunden haben, weil hier die Larven am besten geschützt waren. Eine solche Beobachtung konnte ich aber nie machen.

Besiedlung der Schale nach dem Tode: Auch sie kann mit Sicherheit nachgewiesen werden. In diesem Falle bedeckte die Placunopsidengeneration nur die eine Seite des Ceratiten und manchmal nur einen Teil des Rückens. Auffallend ist dabei die Tatsache, daß diese Art der Besiedlung bei kleineren Individuen häufiger ist als bei den größeren. Ich besitze Formen, bei denen festzustellen ist, wie tief der Ceratit zur Zeit der Besiedlung im Schlamm steckte. Die Besiedlungsgrenze am Rücken des Ceratiten zeigt die Tiefe der Einbettung an.

Besiedlung des Steinkerns? Unter den vielen Ceratiten, die ich einer eingehenden Untersuchung unterzogen habe, befindet sich kein einziger, der den Beweis zuließe, daß die Bewachsung mit Placunopsiden oder sonstigen Epöken erst auf dem Steinkern stattgefunden habe, was vielfach in der Literatur behauptet wird (Riedel 1916, S. 17, dort nähere Literatur). Ein eindeutiger Beweis der Steinkernbesiedlung wäre, wenn man einen Ceratiten fände, bei dem die Stirnseite des Wohnkammersteinkerns besiedelt wäre.

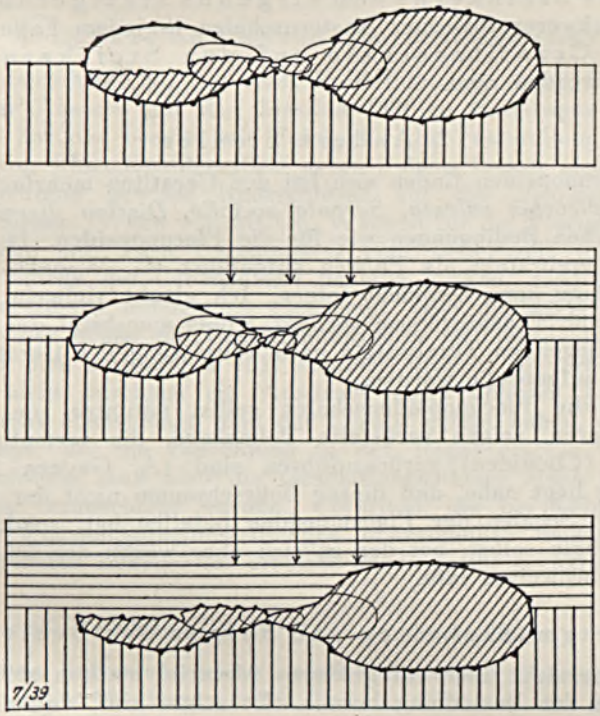


Abb. 11 a—c. Projektion der ursprünglich auf der Außenseite der Ceratitenschale aufgewachsenen Placunopsiden auf den Steinkern

Bei oberflächlicher Betrachtung scheint eine Besiedlung des Steinkerns in allen Fällen erfolgt zu sein, bei denen die Placunopsidenschalen dem bereits teilweise zerstörten Steinkern des gekammerten Teiles aufsitzen und sich dessen unregelmäßigem Relief anschmiegen. Ich selbst glaubte zunächst mit dieser Möglichkeit rechnen zu müssen. Bei der Durchsicht meines reichen Materials stellte ich aber fest, daß es sich hier in keinem Falle um eine nachträgliche Besiedlung des teilweise zerstörten Steinkerns handelt. Man kann vielmehr mit Sicherheit nachweisen, daß in allen diesen Fällen lediglich eine Projektion der ursprünglich auf der Außenseite der Ceratitenschale aufgewachsenen Placunopsidenschalen auf den Steinkern vorliegt (Abb. 11 a—c). Nirgends läßt sich eine primäre Beeinflussung der Schalenform der Placunopsiden durch das heutige Relief des Steinkerns wahrnehmen. Mehrfach zeigt sich dagegen, daß die Austernschalen beim

Aufpressen auf die Oberfläche des Steinkerns zerbrachen, sowie gelegentlich auch von emporragenden Erhebungen durchspießt wurden. Ein letzter sicherer Beweis für das Aufsitzen auf der Schale ist die mehrfach beobachtete Tatsache, daß solche sorgfältig vom Steinkern (auch der Wohnkammer) abgelöste Placunopsidenschalen auf ihrer Unterseite mitunter noch die Anwachsstreifen erkennen lassen, die von der ursprünglichen Ceratitenschale stammen. Damit ist endgültig bewiesen, daß eine Besiedlung des Steinkerns wohl nirgends stattgefunden hat, daß vielmehr die schwerer löslichen Austernschalen in jedem Falle nach Auflösung der Ceratitenschale auf den Steinkern hinunterprojiziert worden sind.

2. Andere Siedler

Außer Placunopsiden finden sich bei den Ceratiten mehrfach noch andere Siedler, wie *Spirorbis valvata, Serpula socialis, Discina discoides*. Für sie gelten die gleichen Bedingungen wie für die Placunopsiden. In der Literatur werden auch Terebrateln als Epöken aufgeführt (G. Wagner 1913, S. 166). Dieser Auffassung kann ich nicht folgen. Ich glaube vielmehr, daß in allen diesen Fällen eine Thanatocönose vorliegt, wobei manchmal die auf und unter den Ceratiten liegenden Terebrateln nach Weglösung der Ceratitenschale auf den Steinkern aufgepreßt wurden.

Daß auch die Placunopsidenschalen selbst mitunter von Schmarotzern heimgesucht waren, zeigen verästelte Bohrgänge, die vermutlich auf einen Bohrschwamm (Clioniden) zurückzuführen sind (A. Gruber 1932, S. 249). Die Vermutung liegt nahe, daß dieser Bohrschwamm nicht nur die uns heute noch erhaltenen Schalen der Placunopsiden befallen hat, sondern wohl auch die Ceratitenschale selbst, bei der es sich aber wegen der frühzeitigen Zerstörung nicht nachweisen läßt.

3. Gesetzmäßigkeiten und Folgen der Besiedlung

Bei der Übersicht über ein größeres Material stellten sich gewisse Gesetzmäßigkeiten der Besiedlung heraus. Es zeigte sich, daß die besiedelten Ceratiten immer Formen sind, die das Jugendstadium bereits überschritten haben. Von der Bewachsung ist vielfach der ganze Ceratit betroffen, oftmals netzartig mit Placunopsiden überzogen. Ceratiten vom Formenkreis *atavus* bis *enodis* zeigen verhältnismäßig selten eine Bewachsung. Die Placunopsidenschalen erreichen hier auch nur mäßige Größe im Gegensatz zu den stratigraphisch höheren Formen (nodose bis semipartite Ceratiten), bei denen die Häufigkeit der besiedelten Exemplare und die Größe der einzelnen Placunopsidenschalen unverhältnismäßig größer sind. Hier zeigen selbst kleine Formen, wie *Ceratites levalloisi,* häufig eine starke Bewachsung. Vielleicht hängt das mit einer Veränderung in der Lebensweise zusammen, die bei den stratigraphisch höheren Formen eine Besiedlung erleichterte.

Was die biologische Bedeutung der Austernbesiedlung auf Ceratitenschalen, d. h. das Verhältnis von Epöken zum Träger betrifft, so darf vermutet werden, daß in diesem Falle nur der Epöke Vorteile hatte, der Ceratit dagegen erhebliche Nachteile. Gleichgültig welche Lebensweise der Ceratit gehabt haben mag (s. u.), in jedem Falle mußte die Bewachsung sowohl das absolute Gewicht wie auch den Formwiderstand vergrößern und

damit die Beweglichkeit eingeschränkt haben. In besonders starkem Maße muß das bei den Tieren der Fall gewesen sein, die ein geschlossenes Netz, mitunter sogar mehrere Generationen von Placunopsidenschalen mit sich herumtragen mußten. Immerhin war der Schaden offenbar nie so groß, daß er zum Tode des Tieres geführt hätte; denn wir konnten ja nachweisen, daß viele Ceratiten nicht nur eine, sondern mehrere dichte Besiedlungen bei Lebzeiten ertragen konnten.

4. Epökie und absolute Lebensdauer

Wenn es berechtigt ist, die rezenten Erfahrungen über die Lebensdauer kleiner sessiler Austern auf den fossilen Fall zu übertragen (Gg. Wagner 1913 und 1936 hat das bereits mit Erfolg für die Feststellung der absoluten Lebensdauer von Placunopsidenriffen getan), dann lassen sich aus der Placunopsidenbesiedlung gewisse Rückschlüsse auf die absolute Lebensdauer der Ceratiten ziehen. Wenn wir mit Gg. Wagner für die Placunopsidenschalen von 1 mm Dicke und 1 cm Durchmesser eine Lebenszeit von zwei Jahren annehmen, so betrug die Lebensdauer unserer großen, ausgewachsenen Placunopsidengenerationen mindestens ebensoviel. (Bei den günstigsten Umweltbedingungen, unter denen die Ceratitenbewohner im Gegensatz zu der engen Besiedlung auf dem stationären Riff standen, braucht die erheblich stärkere Schalengröße nicht durchaus ein Ausdruck eines höheren Lebensalters zu sein.) Mindestens ebensolange muß der Ceratit gelebt haben, der eine solche Besiedlung trägt. Da die Besiedlung in der Regel erst in einem höheren Lebensalter erfolgte, muß also die Gesamtlebensdauer eines Ceratiten noch erheblich höher veranschlagt werden. Ceratiten, die bei Lebzeiten mehrere ausgewachsene Placunopsidenbesiedlungen übereinander trugen, müssen ein entsprechend höheres Lebensalter erreicht haben (wohl mindestens 6 bis 8 Jahre).

c) Problem der Steinkernbildung

Die Ceratiten liegen uns heute ausschließlich als Steinkerne vor. Diese Art der Erhaltung ist bei einem großen Teil der Cephalopoden die Regel. Man hat sich daran gewöhnt, diese außerordentlich verbreitete Erscheinung als etwas Selbstverständliches und Gegebenes zu betrachten, obwohl die Ausfüllung des gekammerten Teiles einer Cephalopodenschale mit Sediment ein äußerst schwieriges Problem ist, das keineswegs als gelöst gelten darf, und dessen Lösung nur selten ernstlich versucht worden ist.

Damit eine Ceratitenschale gefüllt werden konnte, mußte der Weichkörper des Tieres entfernt gewesen sein. Die mit Luft gefüllten Gehäuse stiegen zunächst an die Wasseroberfläche empor und wurden dann mehr oder weniger weit nekroplanktonisch verfrachtet, ein Schicksal, dem alle unversehrten Schalen für längere oder kürzere Dauer anheimfallen mußten. Wie konnte nun eine solche an der Meeresoberfläche treibende, leere Schale eingedeckt und fossil werden? Für alle diejenigen Gehäuse, die unterwegs nicht aus Gründen, die gleich besprochen werden sollen, zu Boden sanken, ist diese Möglichkeit nur dann gegeben, wenn sie schließlich irgendwo an den Strand gespült wurden. Die überwiegende Mehrzahl unserer Ceratitenvorkommen, auch die, bei denen die Ceratitenschalen in größerer Menge angehäuft sind, lassen keinerlei Anzeichen dafür erkennen, daß es sich hier um

Spülsäume am Strande handeln würde. In fast allen Fällen darf hingegen mit Sicherheit angenommen werden, daß die Schalen am Meeresboden selbst in mehr oder weniger weiter Streuung, nicht aber in einer schmalen Strandzone zur Ablagerung kamen. Die Schalen mußten also zu Boden gesunken sein, bevor sie an der Küste angetrieben wurden. Wie ist es möglich, daß eine treibende Schale zu Boden gelangt? Die erste Möglichkeit wäre die, daß Schalenverletzungen (etwa durch Aneinanderstoßen oder Zerstörung durch Räuber, Aasfresser oder Schmarotzer) das Entweichen der Luft aus den Gaskammern ermöglichten, wodurch sich die Gehäuse mit Wasser füllen mußten und schließlich absanken. Dieser Fall mag in der Tat hin und wieder eingetreten sein, sicherlich ist er aber nicht Normalfall gewesen; denn derartige Schalenverletzungen (Sprünge, Löcher usw.) müßten am Steinkern heute noch erkennbar sein. Unter meinem reichen Material befindet sich nicht ein einziger Steinkern, der eine derartige Schalenverletzung anzeigt. Im Normalfall muß das Absinken der Schale durch andere Ursachen ausgelöst worden sein. Man kann daran denken, daß bei dem im Spiel der Wellen hin und her schaukelnden Gehäuse das Gas aus dem gekammerten Teil im Laufe der Zeit durch den Sipho entwichen wäre. Versuche mit rezenten Nautilusschalen, bei denen zuvor der Siphonalstrang zerstört worden war, haben bewiesen, daß ein Entweichen der Luft durch den Sipho auch unter den optimalsten Bedingungen nicht stattfinden konnte. Man muß also eine Zuflucht zu der Annahme nehmen, daß die Luft im Laufe der Zeit durch Diffusion durch die Schale hindurch langsam aus den Gaskammern entwich und durch Wasser ersetzt wurde, eine Annahme, die bereits Naef (1923) für die fossilen Tintenfische gemacht hat.

Zur Prüfung dieser Möglichkeit wurde das Experiment herangezogen. Ich brachte zwei leere Schalen des rezenten Nautilus in ein größeres Wasserbecken, in dem sie sofort die Lebensstellung mit abwärts gerichteter Wohnkammer einnahmen. Eine der beiden Schalen war vollkommen unversehrt, während bei der anderen einige Kammern verletzt waren, so daß in diese schon von vornherein Wasser eindringen konnte. Trotz dieser Verletzung nahm auch diese Schale die Lebensstellung ein. Es dauerte genau vier Wochen, bis die verletzte Schale zu Boden sank, 24 Stunden später sank auch die zweite Schale ab. Von Woche zu Woche waren die Schalen kaum merklich Millimeter für Millimeter tiefer ins Wasser eingetaucht, bis schließlich die Luftmenge so klein wurde, daß das Schalengewicht überwog und die Schalen plötzlich zu Boden sanken. Auch am Boden behielten beide Schalen noch vier Monate lang die Lebensstellung bei, bevor sie die Seitenlage einnahmen. Dieser Versuch beweist also grundsätzlich, daß auch bei unversehrter Schale im Laufe längerer Zeit ein Luftaustritt durch die äußere Schalenwand hindurch stattfindet, der schließlich zum Absinken führt. Jetzt erst, nachdem die Schale am Meeresboden liegt, kann die Füllung des Ceratitengehäuses mit Schlamm beginnen.

Die Füllung der Wohnkammer bedeutet keine Schwierigkeiten, dagegen in stärkstem Maße die Füllung des gekammerten Teiles.

1. Füllung durch den Sipho? Eine Füllung durch den Sipho kann im günstigsten Falle bei dauernder, gleichbleibender Seitenlage bis zur Höhe der Siphonaltüten erfolgen. Ich glaube jedoch, daß eine

Füllung durch den Sipho wohl kaum stattgefunden haben wird, denn dagegen sprechen eine Reihe von Überlegungen,

a) Bei den Ceratiten ist der Sipho so eng, daß eine Verstopfung seines Lumens nur dann unterblieb, wenn das zugeführte Sediment einen äußerst hohen Grad von Feinkörnigkeit besaß. Betrachtet man aber das Steinkernmaterial des gekammerten Teiles, so zeigen sich darin mehrfach Sedimentkörnchen, Schalenbruchstücke und dergleichen, die größer sind als das Siphonalrohr.

b) Bei vielen Ammoniten des Solnhofer Plattenkalkes ist der Siphonalstrang noch unversehrt geblieben, obwohl der gekammerte Teil mit Sediment ausgefüllt ist.

c) Bei anderen Ammoniten, aber auch bei Ceratiten, ist der Siphonalstrang mit Kalzit ausgefüllt, also von vornherein schon sedimentfrei gewesen. Er kann daher nicht die Eingangspforte für das Füllsediment gewesen sein.

Zur Prüfung auch dieser Frage wurde schließlich wiederum das Experiment herangezogen.

Eine rezente Nautilusschale wurde in der Medianebene bis zur Tangierung der Siphonaltüten angeschliffen. Der Siphonalstrang wurde sodann zerstört und die Siphonaltüten gereinigt, um eine etwaige Füllung des gekammerten Teiles mit Wasser und dann mit Schlamm zu ermöglichen. Die angeschliffene Seite wurde sodann mit einer durchsichtigen Cellophanhaut wasserdicht abgeschlossen, so daß ein Wassereintritt nur durch die Siphonaltüten erfolgen und der Verlauf des Versuches durch das Cellophanfenster beobachtet werden konnte. Zunächst habe ich versucht, die Luftkammern durch den Sipho mit Wasser zu füllen. Dabei zeigte sich, daß dies nur nach kräftigem Hin- und Herbewegen möglich war, und daß die Kammern nur zum Teil mit Wasser ausgefüllt werden konnten. Ohne Zuhilfenahme künstlicher Hilfsmittel (Injektionsspritze) war es auch trotz allem Schütteln nicht möglich, die inneren Kammern mit Wasser zu füllen. Weiterhin wurde versucht, in die Kammern auf dem gleichen Weg eine Suspension von Ton oder Gesteinsmehl einzubringen. Es gelang zwar durch kräftiges Hin- und Herbewegen in die der Wohnkammer am nächsten gelegenen Kammern etwas Trübe einzufüllen, aber bei den dem Nabel zu gelegenen Kammern war kaum mehr als eine leichte Trübung des in ihnen enthaltenen Wassers zu bemerken, obwohl die Schale in allen Richtungen bewegt und geschüttelt wurde.

Eine Ausfüllung des gekammerten Teiles mit Sediment durch den Sipho muß demnach ausscheiden (s. a. Brinkmann 1929, S. 40). Selbst eine teilweise Ausfüllung der Mehrzahl der Kammern bis zur Höhe der Siphonaltüten (Kumm 1927, S. 26) ist auf diesem Wege nicht möglich.

Wenn eine Füllung des gekammerten Teiles mit Schlamm durch den natürlichen Zugang (den Sipho) unmöglich ist, muß eine andere Erklärung gesucht werden.

2. Füllung durch Schalenverletzungen: Nach dem Tode des Ceratitentieres machten die leeren Schalen eine postmortale Verfrachtung mit, zumindest trieben sie eine Zeitlang auf der Meeresoberfläche umher. Es wurde dabei eine beträchtliche Anzahl beschädigt und nicht ganz zertrümmert. Die einfachsten Schalenverletzungen sind Sprünge. Durch sie

konnte Wasser und später Trübe eindringen. Um diese Möglichkeit zu prüfen, machte ich folgenden Versuch: Eine dicht abgeschlossene Blechdose wurde mit einem schmalen Schlitz versehen und in ein mit dünner Tontrübe gefülltes Gefäß gebracht. Die Trübe wurde am Tage vier- bis fünfmal aufgerührt. Nach Ablauf einer Woche nahm ich die Blechdose aus der Trübe heraus und brachte das darin enthaltene Wasser zum Verdampfen. Trotz der kurzen Zeitdauer des Versuchs war eine verhältnismäßig große Menge von Schlamm durch den schmalen Schnitt eingedrungen. Damit ist bewiesen, daß Ceratitenschalen auch durch sehr schmale Sprünge teilweise mit Kalkschlamm gefüllt werden können. Auf diese Art und Weise konnten nur die Windungen gefüllt werden, die frei lagen, also nicht von einer anderen Windung vollkommen umhüllt waren, denn diese überdeckten Windungen waren ja vor Verletzungen geschützt. Außerdem konnten nur die Kammern gefüllt werden, deren Außenwandung von den Sprüngen durchsetzt war.

Größere Verletzungen der Schale ließen eine Ausfüllung an der verletzten Stelle zu. Eine Zerstörung des Nabels mußte zur Füllung der ihn umgebenden Luftkammern führen.

Bei all den genannten Möglichkeiten kann es zwar zu einer teilweisen Füllung einzelner Kammern kommen. Eine vollständige Ausfüllung sämtlicher Kammern mit ihren Ausbuchtungen (Rippen, Knoten, Stacheln) ist aber damit immer noch nicht zu erklären.

3. Füllung durch die poröse Schale hindurch? Hierfür bleibt nur die eine Möglichkeit, daß sich die Füllung durch die teilweise chemisch aufgelöste und korrodierte Schale hindurch vollzogen hat. Eine poröse Schale wirkt wie ein Filter und würde eine Sedimentation wenigstens der feinsten Teilchen von Kalkschlamm im Schalen-Inneren zulassen, jedoch nur wiederum bei den nicht überdeckten Windungen. Andererseits zeigen Ammoniten mit völlig unversehrt erhaltener Schale eine Ausfüllung des gekammerten Teils, die also sicherlich nicht durch die Schale hindurch erfolgt sein kann.

4. Füllung infolge Verletzung der Kammerscheidewände? Ein mir im Anschliff vorliegender *Arcestes,* bei dem bekanntlich eine Windung die andere vollkommen umhüllt, zeigte noch eine letzte Möglichkeit der Ausfüllung von Cephalopoden- und damit auch von Ceratitenschalen. Die Kammerscheidewände waren bei dem vorliegenden Exemplar fast vollkommen zerstört; die Ausfüllung erfolgte von der Wohnkammer aus. Dieser Fall ist vielleicht auch bei Ceratiten möglich gewesen.

Zusammenfassend kann ich sagen, daß für die Füllung von Cephalopoden- und damit auch von Ceratitenschalen wohl mehrere Möglichkeiten gegeben sind. Obwohl jedoch sämtliche denkbaren Möglichkeiten einer Füllung von Ceratitenschalen mit Sediment überprüft wurden, konnte die Entstehung von Ceratitensteinkernen, vor allem von solchen Exemplaren, die ein genaues Abbild des gesamten Schalengewölbes liefern, nicht geklärt werden. Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die außerordentlich weit verbreitete und jedem Geologen und Paläontologen schon nahezu selbstverständliche Steinkernerhaltung von Cephalopodengehäusen noch immer ein ungelöstes Rätsel ist.

d) Einbettung der Ceratiten

Gewöhnlich nehmen die Ceratiten im Gestein Seitenlage ein. Aufrecht oder schräg eingebettete Formen sind selten. In den Pflasterbänken, wo Hunderte und Tausende von Ceratiten auf engstem Raum zusammengeschwemmt wurden, sind allerdings alle Stellungen verbreitet, weil bei der hier vielfach herrschenden engen Packung die Schalen öfters in beliebiger und ± zufälliger Weise eingekeilt und festgeklemmt wurden. Bei weiterer Streuung wird auch hier Seitenlage bevorzugt. Anders bei den einzeln vorkommenden mitten im Gestein aufrecht stehenden Ceratiten. Hier handelt es sich vielfach um große, plumpe, aufgeblähte Formen, bei denen die leeren Schalen nach dem Absinken auf den Meeresgrund infolge der außerordentlichen Verbreiterung des Wohnkammerrückens auch in aufrechter Stellung eine nahezu stabile Stellung einnahmen und so eingebettet wurden (z. B. *Ceratites nodosus gibber,* bei dem aufrechte Einbettung besonders häufig ist). Bei anderen weniger breitrückigen Formen mag sich die Ceratitenschale beim Absinken oder Verfrachten am Meeresboden in Lebensstellung (wenn nämlich im gekammerten Teil noch etwas Luft vorhanden war) im Schlamm festgefahren haben und so eingebettet worden sein.

Nur in den seltensten Fällen wird im Muschelkalkmeer der eigentliche Lebensort mit dem Begräbnisplatz des Ceratiten zusammengefallen sein. Meistens wird der Einbettung eine mehr oder weniger weite nekroplanktonische Verfrachtung vorausgegangen sein (s. o.). Es scheint sogar, als ob vielfach bereits eingebettete und teilweise mit Sediment gefüllte Schalen später nochmals eine Verfrachtung erfahren hätten, denn es zeigt sich häufig, daß das Füllsediment der Kammern nicht mit dem des Nebengesteins bzw. der Wohnkammer übereinstimmt. Das mag so erklärt werden, daß entweder solche teilweise gefüllte Schalen bei Sturmfluten durch Grundseen und dergleichen wieder ausgespült und mehr oder weniger verfrachtet wurden, oder daß diese schweren Gehäuse in solchen Fällen liegen blieben, während das sie umgebende Sediment weggeführt wurde, so daß die Gehäuse durch Entzug ihrer Grundlage in ein tieferes Stockwerk projiziert wurden.

e) Verbreitung der Ceratiten und die Häufigkeit ihres Auftretens

Die Ceratiten des deutschen Hauptmuschelkalks sind keine strengen Faziesfossilien. Wir finden in den einzelnen deutschen Muschelkalkgebieten, obwohl sie faziell stark voneinander abweichen, die Ceratiten in der gleichen stratigraphischen Reihenfolge. Sie gehen fast durch das ganze Profil des Hauptmuschelkalkes hindurch. In Mainfranken liegt die untere Grenze des Ceratitenvorkommens 1,60 m unter der Haupt-Enkrinitenbank, während die obere Grenze von der Sohlfläche des Ostrakodentons gebildet wird. Die Ceratiten sind in allen Schichten nicht gleich häufig, setzen aber nur sehr selten völlig aus. Bei genügend sorgfältigem Suchen im anstehenden Gestein kann man fast immer ausreichende Funde aller Arten machen. Die meisten Ceratiten finden sich in den Mergellagen. In den Nodosenschichten treten sie vielfach in den knauerigen Kalken auf. In festen Bänken trifft man sie meist auf der Sohl- bzw. Dachfläche. Am stärksten sind sie in den Pflasterbänken angereichert. In ausgesprochenen Schillbänken wurden sie wenig

beobachtet. Auch die Häufigkeit der einzelnen Arten ist verschieden, z. B. finden sich Formen wie *Ceratites compressus, spinosus, nodosus* in Mainfranken in sehr großer Individuenzahl, während andere Formen, wie *Ceratites enodis glaber* trotz der häufigen Aufschlüsse in der Region der *Cycloides*-Bank seltener gefunden werden. Durch eifriges Sammeln im Anstehenden konnte ich nachweisen, daß so ziemlich alle Formen, die in anderen deutschen Muschelkalkgebieten vorkommen, auch in Mainfranken auftreten, von wo bisher nur die bekanntesten Arten beschrieben worden sind (Abb. 12).

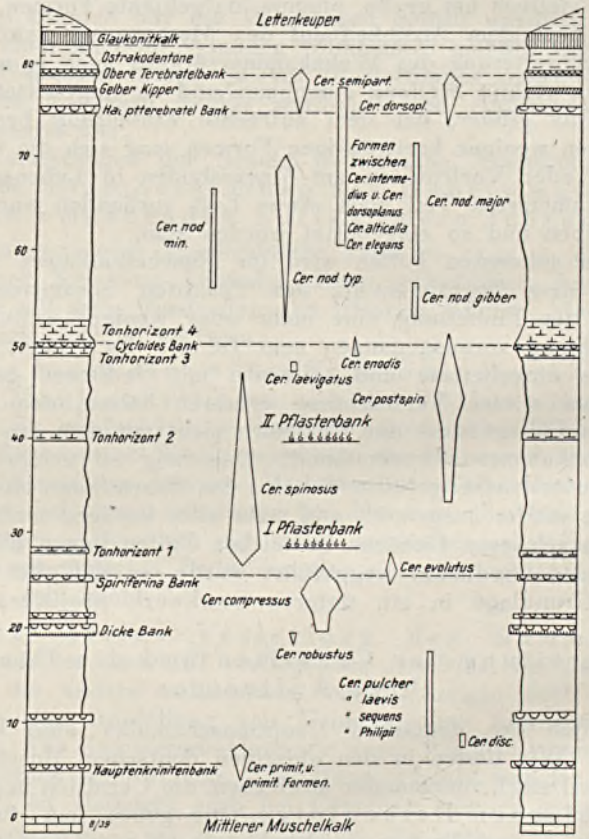


Abb. 12. Das stratigraphische Auftreten und die relative Häufigkeit der einzelnen Ceratitenarten und -variationen in Mainfranken

f) Lebensweise der Ceratiten

Über die Lebensweise der Ceratiten sind sichere Anhaltspunkte nur schwer zu gewinnen, weil Lebensspuren fehlen, die Schale selbst nicht mehr erhalten ist und rezente Nachkommen nicht vorhanden sind. Daß die Lebensweise des rezenten *Nautilus* nicht ohne weiteres auf die fossilen Ammoniten

übertragen werden darf, ist vielfach in der Literatur mit guten Gründen behauptet worden.

Daß die Ceratiten nicht dem Nekton angehört haben und keine vorzüglichen Schwimmer waren, geht schon daraus hervor, daß ihnen jedes Organ fehlte, das ihnen eine rasche Beweglichkeit ermöglicht hätte. Der Trichter, den sie vermutlich besaßen, kommt hierfür nicht in Frage. Gegen eine gute, aktive Schwimmfähigkeit spricht auch die mitunter außerordentlich starke Besiedlung mit Epöken, weiterhin der unverhältnismäßig starke Formwiderstand, den die aufgeblähten und breitrückigen Schalen der *Nodosus*-Gruppe aufweisen. Daß die verschiedenen Schalenformen der einzelnen Arten in Beziehung zu einer bestimmten Lebensweise stünden, vermag ich nicht anzuerkennen. Alle Anzeichen scheinen vielmehr dafür zu sprechen, daß sämtliche Ceratiten, auch die schmalrückigen, zu schnellen aktiven Schwimmbewegungen nur wenig befähigt waren, daß sie Vertreter des vagilen Epibenthos waren, deren Lebensweise immerhin weitgehende Ähnlichkeit mit der des rezenten *Nautilus* aufweisen dürfte.

II. Spezieller Teil

Die Bestimmung der Ceratiten

a) Art der Messungen

In den für die Ceratitenbestimmung grundlegenden Arbeiten von Philippi und Riedel werden für die einzelnen Ceratitenarten genaue Verhältniszahlen angegeben, ohne daß an einer Stelle beschrieben wäre, auf welchem Wege diese Werte erzielt wurden. Ich halte es für unbedingt notwendig, eine genaue Norm anzugeben, nach der in Zukunft alle Ceratiten vermessen werden sollen. Damit wird auch vermieden, daß die einzelnen Autoren Verhältniszahlen angeben, die untereinander nicht verglichen werden können, weil ihnen eine andere Meßmethode zugrunde liegt. Ich schließe mich der Methode an, die Brinkmann (1925, S. 7) bei seinen Untersuchungen an Cosmoceraten anwandte.

Die Bestimmung beruht einmal auf Merkmalen, die der unmittelbaren Beobachtung zugängig sind: Skulptur (Rippen, Extern- und Internknoten) und Sutur, zum anderen auf Verhältniswerten, denen folgende Messungen zugrunde gelegt werden müssen: Größe, Endnabelweite, Länge der Wohnkammer (am Rücken im Bogen gemessen), Höhe und Breite der letzten Windung (= Wohnkammerende), Höhe und Breite der vorletzten Windung und Überdeckung (d. i. der von der letzten Windung überdeckte Teil der vorletzten Windung) (Abb. 13).

Riedel (1916, S. 72) bringt den Begriff „Querschnitt' für das Verhältnis: Höhe des Wohnkammerendes zu seiner Breite. Da es nicht angängig ist, einen bildlichen Ausdruck in Verhältniswerten auszudrücken, setze ich für Riedel's Begriff „Querschnitt" die Bezeichnung Querschnittszahl ein.

Auf Grund dieser Messungen ergeben sich folgende wichtigen Verhältnisse, die alle wesentlichen Form- und Größenzustände erfassen:

1. Enddurchmesser : Höhe der letzten Windung (Wohnkammerende) = 100 : x = Scheibenzunahme.

2. Höhe des Wohnkammerendes : Breite des Wohnkammerendes = 100 : x = Querschnittszahl.
3. Höhe der letzten Windung (Wohnkammerende) : Höhe der vorletzten Windung = 100 : x = Windungszunahme.
4. Breite der letzten Windung (Wohnkammerende) : Dicke der vorletzten Windung = 100 : x = Dickenzunahme.
5. Höhe der vorletzten Windung : Überdeckung = 100 : x = Involution.

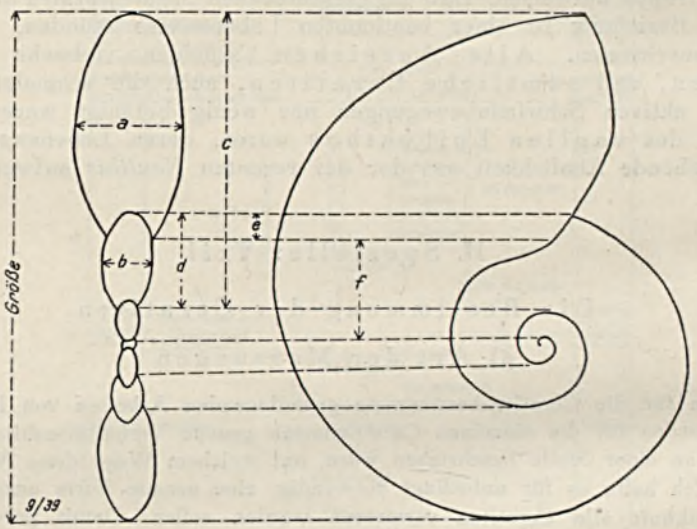


Abb. 13. Schema zur Erläuterung der Vermessung. a = Breite der letzten Windung; b = Breite der vorletzten Windung; c = Höhe der letzten Windung; d = Höhe der vorletzten Windung; e = Überdeckung; f = Endnabelweite

b) Ergebnisse der Vermessung bei den Ceratiten

Riedel (1916, S. 71 ff.) bereits hat die zahlenmäßig erfaßbaren Eigenschaften der einzelnen Ceratitenarten zusammengestellt. Um gewisse Gesetzmäßigkeiten herauszuheben, hat er die einzelnen Eigenschaften, wie Scheibenzunahme, Involution usw. graphisch dargestellt.

Ich gebe im folgenden drei Diagramme (Abb. 14—16) über Scheibenzunahme, Involution und Windungszunahme, die die Meßergebnisse von Hunderten von Ceratiten darstellen. Es hat sich nämlich bei den Messungen herausgestellt, daß die einzelnen Formen eine gewisse Variationsbreite aufweisen. Diese Variationsbreite ist in den Diagrammen niedergelegt. Zweck und Sinn der Diagramme ist, in Zukunft das Bestimmen von Ceratiten zu erleichtern.

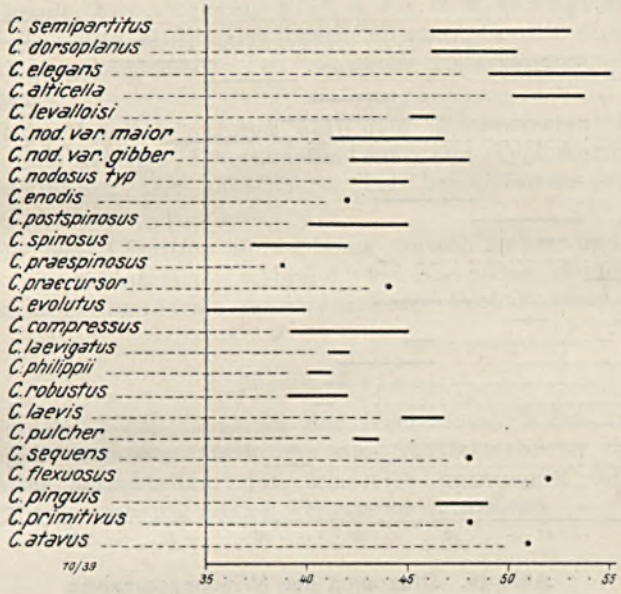


Abb. 14. Diagramm der Scheibenzunahme

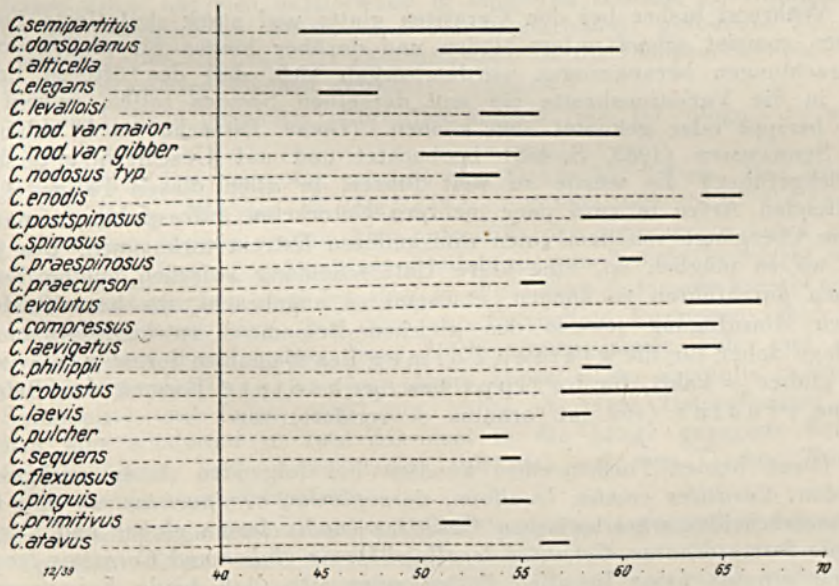


Abb. 15. Diagramm der Involution



Abb. 16. Diagramm der Windungszunahme

1. Verschiedene Skulptur bei ein und derselben Art

Taf. 6, Fig. 2 u. 4

Während bisher bei den Ceratiten glatte und stark skulptierte Formenreihen zumeist scharf unterschieden und darüber hinaus für phylogenetische Betrachtungen herangezogen wurden, ergab sich, daß des öfteren Formen, die in die Variationsbreite ein und derselben Spezies fallen, sowohl glatt wie berippt oder geknotet sein können. (Diese Tatsache wurde schon von A. Schrammen (1933, S. 435) beobachtet und auf Geschlechtsunterschiede zurückgeführt.) Es würde zu weit führen, in allen diesen Fällen die betreffenden Arten in zwei oder mehrere Unterarten aufzuspalten, zumal vielfache Übergänge von dem einen zum anderen Extrem vorkommen. Um jedoch da, wo es möglich ist, eine klare Unterscheidung zwischen beiden Formenreihen durchführen zu können, erscheint es angebracht, die betreffende Art durch Hinzufügung jeweils des gleichen Beinamens zu kennzeichnen. Ich schlage daher für die glatten Formen den Beinamen forma *glaber* (von lat. glaber = kahl), für berippt bzw. geknotete Formen den Beinamen forma *ornatus* (von lat. ornatus = verziert) vor.

Diese beiden Formenreihen konnten bei folgenden Arten nachgewiesen werden: *Ceratites enodis, levalloisi, dorsoplanus, semipartitus,* so daß fortan zu unterscheiden wäre zwischen *Ceratites enodis* forma *glaber* und *Ceratites enodis* forma *ornatus, Ceratites levalloisi* forma *glaber* und *Ceratites levalloisi* forma *ornatus* usw. In allen Fällen zeigt sich, daß beide Formengruppen sowohl in den Maßen, wie auch im stratigraphischen Horizont durchaus übereinstimmen.

Ceratites enodis forma *ornatus* (Taf. 6, Fig. 2 u. 4) zeigt gegenüber dem bisher immer als völlig skulpturlos beschriebenen „*Ceratites enodis*" (forma *glaber*) auf dem gekammerten Teil schwache Externknoten, zuweilen auch schwache Rippen.

Bei *Ceratites levalloisi* treten auf dem gekammerten Teil deutliche Flankenfalten und kräftige Externknoten auf. Die Wohnkammer ist ebenfalls kräftig skulptiert. Der gekammerte Teil bei *Ceratites levalloisi* forma *glaber* ist skulpturlos.

Die Schale von *Ceratites dorsoplanus* forma *glaber* und *semipartitus* forma *glaber* ist skulpturlos, während bei *Ceratites dorsoplanus* forma *ornatus* und *semipartitus* forma *ornatus* auf der Wohnkammer starke Falten auftreten.

2. Neue Arten

Die Untersuchung der Ceratiten des Hauptmuschelkalks ergab, daß gewisse Formtypen dermaßen stark aus der Variationsbreite der bisher bestehenden Arten herausfallen, daß ich mich gezwungen sah, die Artenfülle der Ceratiten noch um einige weitere zu vermehren.

Ceratites pinguis nov. spec.

Taf. 6, Fig. 1

Unter den primitiven Ceratitentypen findet sich eine Form, die Riedel auf einem Beizettel seiner Originalsammlung an der Technischen Hochschule Braunschweig als Form zwischen *Ceratites primitivus* und *robustus* bezeichnet hat. Diese Form hat sich mittlerweile in mehreren Stücken in Mainfranken und in den Sammlungen Mittel- und Norddeutschlands gefunden. Es war nötig, diesen Typus als neue Art auszuscheiden, da die Skulpturmerkmale von den übrigen primitiven Formen deutlich abweichen.

Ich nenne diese neue Art: *Ceratites pinguis* (von lat. pinguis = wohlbeleibt).

Diagnose: Die neue Art erreicht eine Größe bis 5,8 cm. Der Rücken ist ziemlich flach. Auf der Wohnkammer finden sich drei Höckerrippen. Diese Rippen tragen hier unterhalb der Seitenmitte einen stark heraustretenden Höcker, wodurch ein Steilabfall zum Nabel verursacht wird. Den Rippen entsprechen zwei bis drei in die Länge gezogene Externknoten, die sich schräg nach vorne bis etwa zur Externlinie fortsetzen. Auf dem gekammerten Teil gehen diese Höckerrippen immer mehr und mehr in stachelige Lateralknoten über. Diese sitzen ebenfalls unterhalb der Seitenmitte und fallen steil zum Nabel ab. Den Lateralknoten entsprechen hier wiederum je zwei bis drei in die Länge gezogene Externknoten, die schräg nach vorne laufen und sich auf dem flachen Rücken mehr oder weniger weit fortsetzen.

Der grundlegende Unterschied des *Ceratites pinguis* gegenüber den primitiven Ceratiten äußert sich vor allem in der trichotomen Skulptur und in den in die Länge gezogenen Externknoten, die schräg nach vorne stehen und sich mehr oder weniger weit auf dem Rücken fortsetzen. Bei *Ceratites primitivus* zeigt die Verbindung der Extern- und Lateralknoten schwache ver-

bindende Fältchen, *Ceratites pinguis* dagegen weist richtige Höckerrippen auf. Der Querschnitt von *Ceratites robustus* ist rechteckig, der von *Ceratites pinguis* dagegen trapezförmig.

Ceratites primitivus und *robustus* sind durchschnittlich größer als *Ceratites pinguis*.

Größe = 3,5 bis 5,8 cm, Scheibenzunahme = 100 : 48, Querschnittszahl = 100 : 74,5, Windungszunahme = 100 : 55, Windungsdickenzunahme = —, Involution = 100 : 58.

Horizont: 1 m unter bis 2 m über der Hauptenkrinitenbank (tiefstes Ceratitenvorkommen im Hauptmuschelkalk).

Fundort: Würzburg und Umgebung, Untere Ceratitenschichten Mittel- und Norddeutschlands.

Die neue Art gründet sich auf insgesamt sieben Exemplare.

Ceratites alticella nov. spec.

Taf. 6, Fig. 3

Im Horizont von *Ceratites intermedius* findet sich eine sehr hochmündige Form, die sich deutlich von allen übrigen Ceratitentypen in Form, Skulptur und Maßen abhebt. Diese neue Art zeichnet sich vor allem durch eine sehr hohe Wohnkammer aus.

Ich nenne sie daher *Ceratites alticella* (von lat. altus = hoch und cella = Kammer).

Diagnose: Der Querschnitt der Wohnkammer der neuen Ceratitenart ist eiförmig. Die Form ist mäßig involut. Der Rücken ist in der Zone des gekammerten Teils schmal, kantig abgesetzt und erinnert in seiner Gestalt an *Ceratites dorsoplanus*. Die Skulptur ist einfach. Auf dem gekammerten Teil sitzen flache Rippen, die sich über zwei Drittel der Seite erstrecken. Am Außenrande stehen langgezogene Externknoten. Die Wohnkammer besitzt mehrere sichelförmige, kräftige Rippen, zwischen die sich gelegentlich Externknoten einschalten können.

Der wesentliche Unterschied gegenüber dem *Ceratites dorsoplanus* und *intermedius*, denen er in gewissen Merkmalen nahe steht, beruht vor allem in der Höhe der Wohnkammer. Während *Ceratites dorsoplanus* und *intermedius* in den meisten Fällen völlig skulpturlos sind (Ausnahmen s. o.), ist bei *Ceratites alticella* der gekammerte Teil kräftig skulptiert. Bei *Ceratites intermedius* ist auch der gekammerte Teil beinahe glatt.

Größe = 16 bis 18 cm, Scheibenzunahme = 100 : 51, Querschnittszahl = 100 : 52, Windungszunahme = 100 : 46, Windungsdickenzunahme = 100 : 52, Involution = 100 : 59.

Horizont: 11 m über der *Cycloides*-Bank bis 1 m über der Hauptterebratel-Bank.

Fundort: Hauptmuschelkalk Mainfrankens.

Die neue Art gründet sich auf acht Exemplare.

Ceratites elegans nov. spec.

Taf. 7, Fig. 1 u. 2

In der Region der Hauptterebratelbank findet sich häufig eine Form, die ebenfalls zwischen *Ceratites intermedius* und *dorsoplanus* steht. Ich halte es auch in diesem Falle für notwendig, eine neue Art aufzustellen, da diese Form in ihren Maßen deutlich von *Ceratites intermedius* und *dorsoplanus* abweicht und einen eigenen Formenkreis mit geringer Variabilität darstellt.

Ich nenne diese neue Art *Ceratites elegans*.

Diagnose: *Ceratites elegans* hat diskusförmigen Querschnitt und flachen bis leicht gewölbten, schmalen Rücken. Die Skulptur auf der Wohnkammer und auf dem gekammerten Teil ist fast gleich. *Ceratites elegans* besitzt mäßig starke Rippen, die durch eine Einsattelung von den dazu gehörigen Externknoten getrennt sind. Die Externknoten werden gegen die Wohnkammer hin kräftiger. Auf der Wohnkammer sind die Rippen mehr oder minder als Falten ausgebildet. Am Ende der Faltenrippen sitzen Externknoten auf.

Außer den Maßen unterscheidet sich *Ceratites elegans* durch folgende Merkmale:

1. von *Ceratites intermedius:*

C. intermedius	*C. elegans*
Rücken flach mit scharf abgesetzter Externseite und stark ausgeprägten Externknoten	Rücken schmäler und gewölbter
Seiten gewölbt	Seiten flach und breiter

Die Skulpturmerkmale sind bei den genannten Formen ähnlich, bei *Ceratites intermedius* aber viel stärker ausgeprägt (Rippen und Externknoten).

2. von *Ceratites dorsoplanus:*

C. intermedius	*C. elegans*
Wohnkammer glatt bzw. mehr oder minder flache Falten, häufig dazwischen Externknoten	Wohnkammer mäßig starke Rippen, durch schwache Einsattelung getrennte Externknoten
gekammerter Teil glatt oder nur eine Reihe dicht stehender Knoten auf der Externseite.	schwache bis zur Seitenmitte reichende Rippen, am Rande längliche Externknoten.

Größe: = 17 bis 20 cm, Scheibenzunahme = 100 : 53, Querschnittszahl = 100 : 50, Windungszunahme = 100 : 49, Windungsdickenzunahme = 100 : 46, Involution = 100 : 66.

Horizont: 11 m über der *Cycloides*-Bank bis 1 m über der Hauptterebratelbank.

Fundort: Hauptmuschelkalk Mainfrankens.

Die neue Art gründet sich auf neun Exemplare.

3. Neue Variationen

Ceratites nodosus gibber nov. var.

Taf. 7, Fig. 3 u. 4

Unter meinem Material finden sich Formen, die zwar zweifellos zur *Nodosus*-Gruppe gehören, aber von *Ceratites nodosus nodosus* stark abweichen und sich immer deutlich davon abtrennen lassen.

Ich nenne diese Form: *Ceratites nodosus gibber* nov. var. (von lat. gibber = der Bucklige).

Diagnose: Das wesentlichste Kennzeichen dieser neuen Variation ist die Gestalt des Rückens (s. Einbettung: Auflagerungsfläche). Der Rücken ist ziemlich flach, manchmal etwas gewölbt, trägt ab und zu Anwachsstreifen und fällt steil nach den Seiten ab. Die Rückenbreite nimmt gegen die Wohnkammer außerordentlich zu. Die neue Variation ist eine große, plumpe, mäßig evolute Form mit starken Rippen, die auf der Außenseite mit stumpfen Knoten endigen. Die Rippen greifen noch etwas auf die Außenseite über (ähnlich wie bei *Ceratites fastigatus*). Auf dem gekammerten Teil ist gegen die inneren Windungen hin eine Abschwächung der Skulptur nach außen hin bemerkbar. Hier werden die Rippen flacher und endigen bereits in der Flankenmitte. Die Außenknoten bleiben, verflachen aber mehr und mehr.

Die wesentlichsten Unterschiede gegenüber dem *Ceratites nodosus nodosus* sind: 1. die Größe, 2. die Skulptur, und zwar: bei *Ceratites nodosus gibber* ist der Rippenabstand groß und die Anzahl der Rippen gering, bei *Ceratites nodosus nodosus* ist der Rippenabstand gering und die Anzahl der Rippen groß. Die bei *Ceratites nodosus gibber* kräftig ausgebildeten Rippen der Wohnkammer verschwinden auf dem gekammerten Teil fast ganz und gehen in leichte Falten über. Ganz anders ist es bei *Ceratites nodosus nodosus*. Auf der Wohnkammer sitzen kräftige Rippen. Diese Rippen zeigen schon an der Grenze Wohnkammer zum gekammerten Teil eine deutliche Einsattelung, die sich gegen die inneren Windungen zu immer mehr verstärkt, so daß eine binodose Skulptur entsteht. Die Internknoten sind bedeutend stärker als die Außenknoten.

Größe = 13 bis 20 cm, Scheibenzunahme = 100 : 45, Querschnittszahl = 100 : 86, Windungszunahme = 100 : 52, Windungsdickenzunahme = 100 : 44, Involution = 100 : 62.

Horizont: 2 bis 6 m über der *Cycloides*-Bank.

Fundort: Würzburg und Umgebung.

Die Maße wurden an 24 Exemplaren gewonnen.

Ceratites nodosus var. *maior*

Taf. 8, Fig. 1 u. 2

„Über 20 cm große Formen, die durch besonders große Wohnkammerskulptur und mitunter beinahe dachförmige Externseite auffallen, schied Benecke als *Ceratites nodosus maior* aus.“ (Riedel 1916, S. 49). Damit ist über diese Variation wenig ausgesagt. Es fehlt außer einer genauen Diagnose vor allem eine Angabe der notwendigen Maße. Mehrere Exemplare aus

dem Hauptmuschelkalk Mainfrankens lassen genauere Angaben über diese neuere Variation zu, die sich nicht nur durch ihre Größe von *Ceratites nodosus nodosus* unterscheidet.

Diagnose: *Ceratites nodosus* var. *maior* ist ebenfalls eine große, plumpe, mäßig involute Form, die auf der Wohnkammer drei bis vier kräftige Faltenrippen trägt. Am Anfang des gekammerten Teiles finden wir ebenfalls noch drei bis vier stärkere Rippen, denen noch einige flache Rippen mit schwachen Externknoten folgen. Die Rippen stehen schief zum Nabel. Die Seiten sind stark gewölbt und fallen steil zum Nabel ab.

Unterscheidungsmerkmale von *Ceratites nodosus nodosus:*

C. nodosus nodosus	*C. nodosus* var. *maior*
Scharfkantige Rippen	Die Zahl der Rippen ist geringer Rippenabstand größer, statt kantiger Rippen Faltenrippen
Seiten schwach gewölbt	Seiten stark gewölbt
Gekammerter Teil kräftig binodos, die Internknoten nehmen gegen die inneren Windungen spinosen Charakter an.	Die Struktur wird gegen die inneren Windungen hin schwächer und allmählich glatt

Unterscheidungsmerkmale von *Ceratites nodosus* var. *gibber:*

C. nodosus var. *gibber*	*C. nodosus* var. *maior*
Rippen scharfkantig	
Rücken ziemlich flach	Rücken stark gewölbt
Zunahme der Rückenbreite sehr stark.	Zunahme der Rückenbreite geringer.

Die Maßunterschiede, die die Beibehaltung einer besonderen Variation rechtfertigen, gehen aus der Tabelle hervor:

Größe = 18 bis 33 cm, Scheibenzunahme = 100 : 45, Querschnittszahl = 100 : 77, Windungszunahme = 100 : 54, Involution = 100 : 54.

Horizont: 8 m über der *Cycloides*-Bank bis einige Meter unter der Hauptterebratelbank.

Fundort: Hauptmuschelkalk Mainfrankens.

Die Maße wurden an 10 Exemplaren gewonnen.

Anhang: Ein aberranter Ceratit

Taf. 8, Fig. 3 u. 4

In der Göttinger Universitätssammlung befindet sich ein spinoser Ceratit, der durch seine eigenartige Skulptur auffällt. Dieses Stück weicht in seiner Skulptur dermaßen von allen bekannten spinosen Ceratiten ab, daß der Verdacht besteht, es könne sich vielleicht um eine pathologische Form handeln. Da außerdem bisher nur dieses einzige Stück bekannt ist, möchte

ich von der Aufstellung eines neuen Namens absehen. Seine Maße stimmen etwa mit den von Riedel für *Ceratites praespinosus* gegebenen überein.

Diagnose: Rücken und Seiten sind durchweg flach. Der Querschnitt ist quadratisch, die Form mäßig involut und weist geringe Windungszunahme auf. Die Skulptur ähnelt in den wichtigsten Elementen dem *Ceratites spinosus*. Die Rippen stehen radial zum Nabel. Bezeichnend ist zum Unterschied von anderen spinosen Formen, daß die starken Externknoten durch tiefe Einsattelungen von den „warzenförmigen" Lateralknoten getrennt sind. Diese Lateralknoten liegen unterhalb der Seitenmitte. Auf dem vorletzten Umgang treten noch stumpfe Externknoten auf. Dieser aberrante Ceratit unterscheidet sich von den anderen spinosen Formen hauptsächlich durch die eigenartige, ins Extrem gesteigerte warzenförmige Ausbildung der Lateralknoten. Wie bei keiner anderen spinosen Form kann man hier von einer doppelten Dornenreihe sprechen.

Größe = 9,1 cm, Scheibenzunahme = 100 : 37,9, Windungszunahme = 100 : 60,87, Involution = 100 : 47,6.

Horizont und Fundort unbekannt.

Das gesamte von mir gesammelte Material ist in den Sammlungen des Geologischen Institutes der Universität Würzburg aufbewahrt.

III. Stratigraphische Bedeutung der Ceratiten

a) Ceratiten als Leitfossilien

Die Frage, ob die Ceratiten als Leitfossilien gelten können oder nicht, ist sehr verschieden beurteilt worden. Koken (1900, S. 10), Philippi (1901, S. 24), Riedel (1916, S. 81) halten die Ceratiten für wichtige Leitfossilien, dagegen lehnt sie Gg. Wagner (1913, S. 10) als strenge Leitfossilien ab.

Ein Leitfossil muß 1. häufig sein, 2. große horizontale, dagegen 3. möglichst geringe vertikale Verbreitung besitzen. Wenn wir nach diesen Gesichtspunkten die Ceratiten beurteilen, ergibt sich für mein Arbeitsgebiet folgendes:

1. Man kann in jedem Bruche auf den Halden und mit einiger Mühe auch beim Absuchen einer Bruchwand zahlreiche, teilweise recht gut erhaltene Exemplare von Ceratiten finden. Ich kann Gg. Wagner's Ansicht (1913, S. 12), daß man im Anstehenden wenig Ceratiten finde, nicht teilen.

2. Die horizontale Verbreitung ist groß. Überall, wo Hauptmuschelkalk namentlich in den Tonplattenfazies ansteht, findet man Ceratiten.

3. Die Ceratiten sind aber nie auf eine Bank beschränkt, sind also keine strengen Zonenfossilien. Wer jedoch im Hauptmuschelkalk arbeitet, wird die Ceratiten nie missen mögen. Denn schon allein zur Orientierung leisten sie wertvolle Dienste. Es ist schwer, manchmal sogar sehr zeitraubend, vielfach unmöglich, echte Leitbänke zu finden. In den Nodosenschichten z. B. mit ihrem eintönigen Wechsel von Mergeln, dünnen Plattenkalken und -knauern ist es nahezu unmöglich, sich ohne Ceratiten zurechtzufinden.

Wenn also die Ceratiten wohl kaum als strenge Zonenfossilien in Frage kommen, so ist es doch mit ihrer Hilfe fast stets möglich, da, wo andere Anhaltspunkte fehlen, den ungefähren stratigraphischen Horizont mit Sicherheit anzugeben.

b) Ceratitenfolge in Mainfranken

Von den 700 Ceratiten, auf deren Untersuchung die vorliegenden Ergebnisse beruhen, sind 75% dem Anstehenden entnommen. Dadurch war es zum ersten Male im mainfränkischen Muschelkalk möglich, genauere Aussagen über das stratigraphische Vorkommen der Ceratiten zu machen. Es ergab sich, daß auch hier im Beckeninneren nahezu sämtliche von anderen Orten beschriebenen Ceratitenarten, ja sogar noch einige neue vorkommen. Die besonders günstige fazielle Entwicklung des mainfränkischen Hauptmuschelkalks (fast durchweg Tonplattenfazies), Fehlen der mächtigen organogenen Trochitenkalke im Unteren und der Dolomitfazies im Oberen Hauptmuschelkalk erlauben es, die Ceratitengliederung nahezu auf die gesamte Mächtigkeit des Hauptmuschelkalks auszudehnen. Bei Würzburg fanden sich auch die bisher tiefsten stratigraphischen Ceratiten des Hauptmuschelkalks überhaupt (Trusheim 1934, S. 17). Nur in den untersten 3,5 m des Gesamtprofils scheinen Ceratiten völlig zu fehlen. Mit dem Nachweis der „unteren" Ceratiten auch in Mainfranken, entfallen auch die Folgerungen, die Riedel (1916, S. 102) aus jenem vermutlichen Fehlen gezogen hat.

Die Lebensdauer der einzelnen Arten ist beschränkt. In Abb. 8 ist die Lebensdauer und gleichzeitig die Häufigkeit der stratigraphisch wichtigsten Ceratiten angegeben. Es zeigt sich, daß die verschiedensten Arten zu bestimmten Zeiten ihr Entwicklungsoptimum erreicht haben, und daß diese Entwicklung bei den verschiedenen Arten in verschiedener Weise und Schnelligkeit verlief.

c) Vergleich der Ceratitenfolge Mainfrankens mit anderen deutschen Muschelkalkgebieten

Der Vergleich unserer für ganz Mainfranken gültigen Gliederung des Hauptmuschelkalks nach Ceratiten mit anderen Gebieten des germanischen Muschelkalkmeeres, für die eine genaue Ceratitenfolge aufgestellt ist (W. Paul für den südöstlichen Schwarzwald, Aldinger in Württemberg, Kleinsorge in Mittel- und Norddeutschland, Riedel in Braunschweig) ergibt, daß die Ceratitenfolge in allen bisher bearbeiteten Gebieten nicht nur im großen, sondern bis ins Einzelne übereinstimmt. Auch hieraus kann gefolgert werden, daß eine für alle Gebiete des germanischen Muschelkalkmeeres gültige, von der faziellen Einzelausbildung unabhängige Gliederung des Hauptmuschelkalks ausschließlich mit Hilfe der Ceratiten möglich ist. Nicht überall ist die Ceratitenfolge so vollständig wie im zentralen Teil des Meeresbeckens (Württemberg, Mainfranken, Braunschweig), so z. B. schließt am Nordrand der Böhmischen Masse, im nördlichen Harzvorland und Teutoburger Wald, sowie im zentralen Gebiet des Wesergebirges die Ceratitenentwicklung mit den Nodosen ab.

Ein Vergleich der einzelnen Gebiete beispielsweise zwischen Thüringen und Mainfranken zeigt weiter, daß die Aufeinanderfolge der Ceratiten zwar die gleiche ist, daß aber das Lager der einzelnen Ceratitenarten im Vergleich zu den Leitbänken (*Spiriferina*-Bank und *Cycloides*-Bank) nicht übereinstimmt; z. B. kommt in Thüringen nach Mempel und Zimmermann (1934, S. 11) der

Ceratites robustus vorwiegend unterhalb der *Cycloides*-Bank, in Süddeutschland nur unterhalb der *Spiriferina*-Bank vor. Das Auftreten von *Ceratites compressus* liegt in Thüringen oberhalb der *Cycloides*-Bank, in Mainfranken und Württemberg unterhalb der *Spiriferina*-Bank. Das Lager des *Ceratites spinosus* ist in Thüringen oberhalb der *Cycloides*-Bank und oberhalb der Glaukonitbank, in Süddeutschland wenige Meter über der *Spiriferina*-Bank. Da an dem Durchhalten der bekannten Leitbänke von Mainfranken bis Thüringen wohl kaum gezweifelt werden, fernerhin das Vorhandensein mehrerer *Spiriferina*- und *Cycloides*-Bänke für diese Gebiete widerlegt werden kann, die Ceratitenfolge jedoch durchaus übereinstimmt und an spätere Aufarbeitungen großen Ausmaßes innerhalb des Profils nicht gedacht werden kann (alles Überlegungen, die Kleinsorge [1935, S. 80] angestellt hat), bleiben nur zwei Möglichkeiten. Entweder sind die bekannten Leitbänke, *Spiriferina*-Bank und *Cycloides*-Bank, in Thüringen und Mainfranken nicht gleichzeitig gebildet worden, oder die Ceratiten sind zu verschiedenen Zeiten in verschiedene Lebensräume eingewandert und haben in diesen Räumen eine selbständige aber gleichgerichtete Entwicklung genommen. Die Entscheidung zwischen beiden Möglichkeiten lasse ich offen.

C. Zusammenfassung

I. Stratigraphische Ergebnisse

Die Grundlage bildet eine eingehende Aufnahme sämtlicher erreichbaren Aufschlüsse im Hauptmuschelkalk von Mainfranken. Dabei ergab sich eine genaue Gliederung des Hauptmuschelkalks, die im einzelnen petrographisch und faunistisch beschrieben und in einem Normalprofil niedergelegt wurde. Für mehrere Schichtglieder konnte eine mehr oder weniger große Horizontbeständigkeit nachgewiesen werden. Eingehendere Untersuchungen wurden der Quaderkalkfazies des Oberen Hauptmuschelkalks gewidmet. Auf Grund einer Mächtigkeitskarte konnte das Problem der Entstehung dieses für die Steinindustrie ungemein wichtigen Schichtgliedes einer Lösung näher gebracht werden. Danach stellt der Quaderkalk eine submarine, die Normalfazies vertretende Massenanschwemmung von Molluskenschalen dar, die sich aus der damaligen Paläogeographie (Gammesfelder Barre) und den durch sie beeinflußten Meeresströmungen erklären läßt.

II. Paläontologische Ergebnisse

Die Untersuchung der Ceratiten ergab, daß Reste der ursprünglichen Schale nirgends mehr vorhanden sind, und daß dem „Mundsaum“ bei Ceratiten keine systematische Bedeutung zugemessen werden kann. Eine Besiedlung der Ceratitenschale bei Lebzeiten und nach dem Tode konnte mit Sicherheit nachgewiesen, für eine Besiedlung des Steinkerns dagegen keinerlei Anhaltspunkte erbracht werden. Auf Grund der Epökie wurden Schlüsse auf die absolute Lebensdauer der Ceratiten gezogen. Fernerhin wurde versucht, das Problem der Steinkernbildung grundsätzlich herauszustellen und einer Lösung näher zu bringen. Für die Bestimmung der Ceratiten auf Grund von Messungen wurde eine einheitliche Methode vorgeschlagen. Die Meßergebnisse von vielen Hunderten von Ceratiten wurden in Diagrammen niedergelegt, die in Zukunft das Bestimmen von Ceratiten

erleichtern sollen. Für Ceratiten ein und derselben Art mit abweichender Skulptur werden je nach dem Vorhandensein oder Fehlen einer Skulptur Zusatznamen (forma *glaber* oder forma *ornatus)* vorgeschlagen, um für die Zukunft eine klare Unterscheidung der beiden Formenreihen durchführen zu können. Ferner mußten mehrere neue Arten und Variationen von Ceratiten ausgeschieden werden *(Ceratites pinguis, Ceratites alticella, Ceratites elegans, Ceratites nodosus* var. *gibber* und *Ceratites nodosus* var. *maior*). Eine große Anzahl von anderwärts vorkommenden Ceratitenarten konnten erstmalig auch in Mainfranken nachgewiesen werden. Die sich daraus ergebende Ceratitenfolge stimmt bis in alle Einzelheiten mit der in anderen Muschelkalkgebieten Deutschlands aufgestellten überein (Württemberg und Norddeutschland). Dagegen steigt das Lager jeweils einer bestimmten Ceratitenart von Süden nach Norden in immer höhere stratigraphische Schichtglieder an.

Nachwort

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. Wurm. Für das rege Interesse und die stets große Hilfsbereitschaft, die er mir während meiner Arbeit entgegenbrachte, sage ich an dieser Stelle herzlichen Dank. Zu besonderem Danke bin ich Herrn Dozent Dr. habil. Trusheim verpflichtet, dem ich während meiner Geländetätigkeit durch viele gemeinsame Begehungen und während der Ausarbeitung der Feldaufnahmen manches wertvolle Ergebnis verdanke. In liebenswürdiger Weise stellte er mir auch seine eigenen Aufsammlungen aus dem Hauptmuschelkalk zur Verfügung. Mein Dank gilt auch Herrn Professor Dr. Hch. Kirchner, der mir in manchen paläontologischen Fragen ein liebenswürdiger Berater war. Die Herren Professoren Dr. O. Abel und Dr. H. Schmidt (Göttingen), Dr. A. Kumm (Braunschweig), Dr. Schrammen (Hildesheim), Professor Wagner (Bamberg) ermöglichten mir, die Ceratitensammlungen ihrer Institute bzw. ihre Privatsammlungen zu Vergleichszwecken zu besichtigen. Ihnen möchte ich für ihre Unterstützung und ihre Ratschläge bestens danken.

D. Schriften

Beckenkamp, J.: Über die geologischen Verhältnisse der Stadt und der nächsten Umgebung von Würzburg. — Sber. phys.-med. Ges. Würzburg. 1907.

— : Zur Geologie von Würzburg und Umgebung. — Ebenda 1916.

Böttcher: Die Schichtenfolge des Oberen Muschelkalks bei Ohrdruf und ein paar seltene Versteinerungen. — Beitr. Geol. Thür., 5, S. 54—56. Jena 1938.

Brinkmann, R.: Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen an mitteljurassischen Ammoniten. — Borntraeger, Berlin 1925.

v. Buch, L.: Über Ceratiten. — Berlin 1849.

Dacqué, E.: Vergleichende biologische Formenkunde. — Borntraeger, Berlin 1921.

Diener, C.: Lebensweise und Verbreitung der Ammoniten. — N. Jb. Min. usw., Jg. 1912, II, S. 67—89. Stuttgart 1912.

Fischer, H.: Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. — Geogn. Jh., 21, 1908, S. 1—58. München 1909.

Fraas, E.: Die Triaszeit in Schwaben. — Ravensberg 1900.

— : Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **55**, S. 36—100. Stuttgart 1899.

— : Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmischen Masse. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **56**, B, S. 243—436. Stuttgart 1927.

Gevers, T. W.: Zur Sedimentpetrographie des oberfränkischen Muschelkalks. — Zbl. Min. usw., Jg. 1926, B, S. 417—428. Stuttgart 1926.

Gruber, A.: Bohrorganismen im Oberen Muschelkalk. — Geol. Rdsch., **23 a**, S. 263 bis 266. Berlin 1933.

Herbig, Ph.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Muschelkalkschollen östlich von Kronach. — München 1925.

— : Die Dynamik des deutschen Muschelkalkmeerbodens. — Beitr. phys. Erforsch. Erdrinde, H. 4. Preuß. geol. L.-A. 1931.

Hilger, A.: Die chemische Zusammensetzung der Gesteine der Würzburger Trias. — Mitt. pharm. Inst. Univ. Erlangen. 1889.

Kieslinger, A.: Untersuchungen an triadischen Neutiloideen. — Paläont. Z., **7**, S. 101—122. Berlin 1926.

Kirchner, Hch.: Perlbildung bei einem Ceratiten. — Zbl. Min. usw., Jg. 1927, B, S. 148—150. Stuttgart 1927.

Kleinsorge, Hs.: Petrographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Mittel- und Norddeutschland. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg. 1935.

Klughardt, A.: Die Lagerungsverhältnisse des Buntsandsteins und der übrigen Triasschichten bei Thüngersheim. — Würzburg 1915.

Koch, W.: Der Hauptmuschelkalk im mittleren Württemberg und Baden. — Calw 1919.

König, H.: Zur Kenntnis des Unteren Trochitenkalks im nördlichen Kraichgau. — Sber. heidelb. Akad. Wiss. 1920.

Koken, E.: Geologische Spezialkarte der Umgebung von Kochendorf. — Stuttgart 1900.

— : Über die Gekrösekalke des obersten Muschelkalkes am unteren Neckar. — Zbl. Min. usw., Jg. 1902, S. 74—81. Stuttgart 1902.

Kumm, O.: Diagenetische und metagenetische Veränderungen an Ceratiten. — Ber. niedersächs. geol. Ver. 1927.

Losch, W.: Der Obere Hauptmuschelkalk zwischen Murr und Würm. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb. 1931.

Meissner, E.: Die Fossilien in der Würzburger Trias, Gastropoden und Scaphopoden. — Diss. Stuttgart 1929.

Mempel, G. & Zimmermann, E.: Über den Oberen Muschelkalk bei Mühlhausen und den Unteren Keuper bei Langensalza. — Beitr. Geol. Thür., **4**, S. 1—26. Jena 1934.

Naef, A.: Die fossilen Tintenfische. — Jena 1922.

Naumann, E.: Muschelkalkprofile aus Thüringen. — Mitt. geogr. Ges. Jena. 1913.

— : Bemerkungen über die oberen Ceratitenschichten in den Profilen von Weimar, am Meißner und von Hameln. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. 208—216. Berlin 1924.

Paul, W.: Der Hauptmuschelkalk am südöstlichen Schwarzwald. — Mitt. bad. geol. L.-A., **11**, H. 4. 1936.

Philippi, E.: Über ein interessantes Vorkommen von *Placunopsis ostracina* von Schloth. — Z. deutsch. geol. Ges., **51**, S. *67—69*. Berlin 1899.

— : Die Ceratiten des Oberen deutschen Muschelkalks. — Paläont. Abh., **8**. 1901.

Quenstedt, Fr.: Petrefaktenkunde Deutschlands. I. Die Cephalopoden. — Tübingen 1846—1849.

Reis, O. M.: Beobachtungen über Schichtfolge und Gesteinsausbildung in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. — Geogn. Jh., **20**. 1909.

— : Über den oberen Hauptmuschelkalk Frankens. — Zbl. Min. usw., Jg. 1911, S. 179—182. Stuttgart 1911.

— : Über Bohrröhren in fossilen Schalen und über *Spongeliomorpha*. — Z. deutsch. geol. Ges., **73**, 1921, S. 224—237. Berlin 1922.

— : Erläuterungen zum Blatt Würzburg der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000. — München 1928.

Riedel, A. †: Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des Oberen deutschen Muschelkalks. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1916, **37**, I, S. 1—116. Berlin 1918.

Sandberger, F.: Beobachtungen in der Würzburger Trias. — Würzb. naturwiss. Z., **5**. 1864.

— : Die Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Äquivalente. — Würzb. naturwiss. Z., **6**. 1867.

— : Übersicht der Versteinerungen der Triasformation Unterfrankens. — Verh. phys.-med. Ges. Würzburg, N. F. **23**. 1890.

— : Die Lagerung der Muschelkalk- und Lettenkohlengruppe in Unterfranken. — Ebenda 1893.

Schlagintweit, O.: *Ceratites spinosus* E. Philippi. — Ebenda 1911.

— : Die Ceratiten des mittleren Hauptmuschelkalks Würzburgs. — Zbl. Min. usw., Jg. 1921, S. 621—630. Stuttgart 1921.

Schmidt, M.: *Tetractinella trigonella* im Trochitenkalk der Asse. — Zbl. Min. usw., Jg. 1932, B, S. 580—586. Stuttgart 1932.

Schuster, M.: Ergebnisse von Beobachtungen über die Entwicklung und Verbreitung der Quaderkalke. — Geogn. Jh. 1917.

— : Erläuterungen zum Blatt Windsheim der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000. Teilblatt Windsheim. — München 1926.

— : Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. Abt. 6. — München 1928.

— : Erläuterungen zum Blatt Windsheim der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000. Teilblatt Kitzingen. — München 1937.

STETTNER, G.: Beiträge zur Kenntnis des Oberen Hauptmuschelkalks. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb. 1913.

SUN, Y. C.: Mundsaum und Wohnkammer der Ceratiten des Oberen Hauptmuschelkalks. — Leipzig 1928.

TRUSHEIM, F.: Ein neuer Leithorizont im Hauptmuschelkalk von Unterfranken. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **71**, B, S. 407—421. Stuttgart 1934.

— : Ein Stegocephalenrest aus dem Quaderkalk von Rottenbauer bei Würzburg. — Zbl. Min. usw., Jg. 1935, B, S. 253—255. Stuttgart 1935.

VOIGT, E.: Die Lackfilmmethode, ihre Bedeutung und Anwendung in der Paläontologie, Sedimentpetrographie und Bodenkunde. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, 1936, S. 272—292. Berlin 1937.

WAGNER, GG.: Vorläufige Mitteilungen über den oberen Hauptmuschelkalk Frankens. — Cbl. Min. usw., Jg. 1910, S. 771—775. Stuttgart 1910.

— : Zur Stratigraphie des oberen Hauptmuschelkalks in Franken. — Zbl. Min. usw., Jg. 1911, S. 416—422. Stuttgart 1911.

— : Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Hauptmuschelkalks und der Unteren Lettenkohle in Franken. — Geol. u. paläont. Abh., **16**. Jena 1913.

— : Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks von Mittel- und Norddeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **71**, 1919, S. 80—103. Berlin 1920.

— : Vom Oberen Hauptmuschelkalk. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb., **70**. 1914.

WAGNER, R.: Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **27**. Berlin 1897.

— : Neue Beobachtungen aus dem Muschelkalk und Röt von Jena. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, S. 1—16. Berlin 1923.

ZIMMERMANN, E. & MEMPEL, G.: Über den Oberen Muschelkalk bei Mühlhausen und den Unteren Keuper bei Langensalza. — Beitr. Geol. Thür., **4**, S. 1—26. Jena 1934.

Urschrift eingegangen am 5. Februar 1938

Druckauftrag erteilt am 23. März 1939

Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern

Von Paul Woldstedt, Berlin

57 Abbildungen

Inhalt

Seite

1. Grundlagen der Untersuchungen, Reiseweg 249
2. Die Endmoräne des Bruarjökulls von 1890 257
3. Die Landschaft im Vorlande der Endmoräne 259
4. Die Landschaft zwischen Endmoräne und Eisrand 260
5. Das Randgebiet des Gletschers 263
6. Ergänzende Untersuchungen im Randgebiet des Hofs- und Langjökulls sowie sonstige Reisebeobachtungen 265
7. Zusammenfassung 270
8. Schriften 270

1. Grundlagen der Untersuchungen, Reiseweg

Vor über 50 Jahren hat als erster K. Keilhack (1884) Island als Vergleichsgebiet für das eiszeitliche Norddeutschland herangezogen. Ihm seien die folgenden Ausführungen gewidmet — zugleich als kleine wissenschaftliche Gabe zu seinem 80. Geburtstage!

Zu den wenigen Gebieten der heutigen Erdoberfläche, in denen Vergleichsstudien mit Norddeutschland während der Eiszeiten möglich sind, dürfte in erster Linie der Nordrand des isländischen Inlandeises Vatnajökull gehören. Er ist bisher nur von wenigen Forschern besucht worden.[1])

Die ersten genaueren Kenntnisse verdanken wir Th. Thoroddsen (1906), dem verdienten Erforscher Islands, der auf Grund seiner eigenen Reisen und auf Grund der früheren Nachrichten ein klares Bild der beiden Hauptgletscher der Nordfront, des Bruar- und Dyngju-Jökulls, gibt. Seine geologische Karte ist heute noch die wichtigste Unterlage, die wir von jenem Gebiet haben.

1) Auf eine vollständige Aufzählung aller Reisen zum Nordrand des Vatnajökull wird verzichtet. Es interessiert hier nur das glaziologisch Wichtige.

Im Jahre 1910 besuchte H. Spethmann den Nordwestrand des Vatnajökull, und zwar die Gegend des Gaesavötn. Er berichtete darüber in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin 1912 (S. 416 ff.), wobei er den Unterschied in der Ausbildung der Gletscher an der Nordseite des Vatnajökull („Lappenrand") und der Südseite („Zungenrand") hervorhob. Im selben Jahr drang M. Trautz (1914) bis zu den Kverkfjöll am Nordrand des Vatnajökull vor, dem vulkanischen Pfeiler, der die beiden großen Loben des Nordrandes trennt.



Abb. 1. Skizze von Island mit Reiseweg des Verfassers

Vor etwa zehn Jahren hatte ich den Plan einer genaueren Erforschung und photogrammetrischen Aufnahme des Nordrandes vom Vatnajökull aufgestellt und der Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft eingereicht. Leider gelang damals die Finanzierung des Unternehmens nicht. Die Gründe, weswegen mir gerade dieses Gebiet für einen Vergleich mit dem eiszeitlichen Norddeutschland besonders geeignet erschien, waren folgende: Es mußte ein Gebiet gesucht werden, in dem ein großes, freies, nicht durch Gebirge eingeengtes Inlandeis in ein Gebiet mit verhältnismäßig geringem Relief ausläuft, und in dem weiter ähnliche klimatische Verhältnisse wie im eiszeitlichen Norddeutschland herrschen. Beides schien durchaus für

den Nordrand des Vatnajökulls zuzutreffen (vgl. Abb. 1). Hier münden die schon genannten großen, je 30—40 km breiten Loben des Dyngju- und Bruar-Jökulls in ein etwa 700 m ü. M. gelegenes Vorland, das hier nur Höhenunterschiede von wenig mehr als 100 m hat. Gewiß sind auch die Loben seitlich von höheren Gebirgen begrenzt. Zwischen den beiden Loben liegt die Vulkangruppe der Kverkfjöll, etwa 10 km breit und über 1800 m hoch. Sie bewirkt eine Zurückraffung des Eisrandes um 10—15 km. Weiter wird auch der Ostrand des Bruarjökulls durch ein Gebirgsmassiv gebildet, den Snaefell (1820 m). Und auch er bedingt ein weites Zurückgreifen der Gletscherfront. Aber beide Gebirge sind viel zu weit voneinander entfernt, um dem Bruarjökull etwa den Charakter eines Talgletschers zu geben. Vor allem fehlt der charakteristische Zug der steilen, den Gletscher seitlich begrenzenden Felswände. So bleibt der Eindruck der breiten, frei sich vorwölbenden Inlandeisfront ungestört.

Anders der Südrand des Vatnajökulls, der wegen seiner leichteren Erreichbarkeit öfter von Glazialforschern besucht worden ist. Hier sind es einzelne, wenn auch große, so doch ausgeprägte Talgletscher, die die hohen Randgebirge des Vatnajökulls durchbrechen (Skeidarar-, Breidamerkur-Gletscher usw.). So entsteht ein Gletschertyp, der dem grönländischen ähnlich ist.

Was die klimatischen Verhältnisse anbelangt, so scheinen sie auch gerade am Nordrand des Vatnajökulls weitgehend denen in Norddeutschland während der Eiszeiten zu gleichen, jedenfalls bedeutend mehr als in anderen zum Vergleich herangezogenen Gebieten, mehr auch als der Südrand des Vatnajökulls.

Der klimatische Unterschied zwischen Nord- und Südrand besteht einmal in den Temperaturverhältnissen, vor allem aber in den Niederschlagsverhältnissen (vgl. für das Folgende W. Iwan 1935, S. 33 ff.). Am Südrande, und zwar am Rande des Skeidarargletschers, haben wir schätzungsweise ein Jahrestemperaturmittel von $+3^0$. An der Südküste liegt kein Monatsmittel unter 0^0. Demgegenüber dürfte am Nordrande in 700 m ü. d. M. ein Jahresmittel von etwa -1^0 anzunehmen sein. Naturgemäß haben wir Temperaturbeobachtungen vom unmittelbaren Eisrand nicht. Dagegen liegt eine längere Reihe von dem HofeÖdrudalur, etwa 50 km nördlich vom Eisrande, vor. Berücksichtigt man den Höhenunterschied und einen gewissen „periglazialen" Einfluß des Vatnajökulls, so ergibt sich ein Jahresmittel von etwa -1^0.

Auch auf anderem Wege kommt man zu dem Ergebnis, daß das Jahresmittel jedenfalls wohl nicht viel tiefer liegen kann. Wir haben aus dem Gebiet nördlich des Vatnajökulls, soweit mir bekannt ist, keine sicheren Anzeichen von Dauerfrostboden. Wir wissen aus den Untersuchungen russischer Geologen und Meteorologen, daß Dauerfrostboden im allgemeinen erst bei Jahrestemperaturen auftritt, die unter etwa -2^0 liegen. Wir können also schließen, daß die mittlere Jahrestemperatur im Gebiet nördlich des Vatnajökulls wahrscheinlich über dieser Grenze liegt. Sie kann, wie oben gesagt, etwa zu -1^0 angenommen werden.

Ein noch größerer Gegensatz als in der Temperatur herrscht in bezug auf den Niederschlag zwischen Nord- und Südrand des Vatnajökulls.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Hierüber hat J. Eythorsson (1931) eine Zusammenstellung gegeben. Sie zeigt, daß am Südrand das Jahresmittel der Niederschläge zwischen 1400 und 2000 mm liegt, während man für das Gebiet nördlich des Vatnajökulls 500—600 mm annehmen kann.

Es ist kein Zweifel, daß das Klima am Nordrand des Vatnajökulls dem eiszeitlichen Klima Norddeutschlands ähnlicher ist, als das des Südrandes. Das braucht in bezug auf die Niederschlagsmenge wohl nicht näher begründet zu werden. Wir werden in Norddeutschland mit ähnlichen Niederschlagsmitteln zu rechnen haben, wie am Nordrand des Vatnajökulls. Nichts spricht dafür, daß wir während der Eiszeiten in Norddeutschland wesentlich größere Niederschlagsmengen hatten als jetzt, geschweige denn Mengen von 1400—2000 mm.

Wie steht es nun mit den Temperaturen? Haben wir in Nord- und Mitteldeutschland während der Eiszeiten Temperaturmittel anzunehmen wie am Nordrand (-1^0) oder eher wie am Südrand des Vatnajökulls ($+3^0$)?

Man hat früher die allgemeine Temperaturerniedrigung, die zur Hervorrufung einer Eiszeit ausreichen sollte, auf 3—5° geschätzt. Genauere Untersuchungen, wie sie jüngst A. Penck (1936) für Europa angestellt hat, führten zu dem Ergebnis, „daß die atlantische Küste Europas während der Eiszeit um fast 8° kälter war als heute".

In Nord- und Mitteldeutschland haben wir heute Jahresmittel von 7—9° C. Nehmen wir die oben berechnete Erniedrigung auch für dieses Gebiet an, so kämen wir auf ein Jahresmittel von $\pm 0^0$. Aber wahrscheinlich ist die Temperatur-Erniedrigung hier noch größer gewesen. Denn zweifellos haben wir mit einem erheblichen, die Temperaturen herabdrückenden Einfluß des Inlandeises zu rechnen, besonders für die wärmere Jahreszeit. So müssen wir in Nord- und Mitteldeutschland während der Eiszeiten mit einem Jahresmittel unter 0° rechnen. Ja, wir haben heute recht sichere Hinweise dafür, daß das Jahresmittel in den hochglazialen Zeiten kaum über -2^0 gelegen haben kann.

Die Frage des Dauerfrostbodens in Nord- und Mitteldeutschland während der Eiszeiten ist lange umstritten gewesen. Sie scheint mir nunmehr endgültig entschieden zu sein, und zwar zugunsten eines mindestens in den Hochglazialzeiten vorhanden gewesenen Frostbodens. Der von W. Soergel (1936), G. Selzer (1936) und anderen erbrachte exakte Nachweis von eiszeitlichen Frostspalten-Systemen, die völlig denen im Frostboden Alaskas (Leffingwell 1919) gleichen, scheint eine andere Möglichkeit nicht mehr zuzulassen. Wir werden also im „periglazialen" Gebiet während des Hochstandes der Vereisungen mit Jahresmitteln von 2° unter Null rechnen müssen.

In bezug auf das Jahresmittel der Temperaturen gleicht also das Gebiet am Nordrand des Vatnajökulls mehr als das am Südrand dem eiszeitlichen Norddeutschland. Der Temperaturgang des Jahres wird allerdings in Norddeutschland anders gewesen sein als im Innern Islands. In letzterem macht sich sowohl im Sommer wie im Winter der Einfluß des Weltmeeres stark bemerkbar. Das Julimittel dürfte am Nordrand des Vatnajökulls 8—9° nicht übersteigen. Andererseits kann man das Mittel des kältesten Monats (Januar) etwa mit $-6{,}5$ oder -6^0 ansetzen.

In Norddeutschland werden wir eine wesentlich größere Jahresschwankung anzunehmen haben. Penck hat in seinem oben erwähnten Aufsatz (1936, S. 227) darauf hingewiesen, daß Mitteleuropa „infolge der eiszeitlichen Senkung des Meeresspiegels im Norden 1000 km ferner von der See als heute" lag. „Die Stelle von Berlin war weiter vom Atlantischen als heute Kursk von der südwestlichen Ostsee. Die Jahresschwankung, heute nicht ganz 20°, kann hier 30° betragen haben . . ." und es „kann am Südsaume der großen nordischen Vergletscherung, dort, wo sie der alpinen am nächsten kam, mit mittleren Januartemperaturen von tiefer als —10° und Julitemperaturen von 13° gerechnet werden. Allerdings werden diese theoretischen Julitemperaturen, die den heutigen sehr nahe kommen, durch die Eisschmelze gemindert gewesen sein; dies wird auch eine Herabdrückung der mittleren Jahrestemperatur nach sich gezogen haben, die deswegen am Schmelzrande unter 3° gelegen haben dürfte."

Ich glaube, daß im „periglazialen" Gebiet mit einer erheblichen Herabdrückung der Sommertemperaturen durch abeisige Winde zu rechnen ist, und daß man in diesem Gebiet eine mittlere Jahrestemperatur von nicht über —2° annehmen muß. Jedenfalls, das sei nochmals zusammenfassend hervorgehoben, bietet auch in bezug auf die Temperatur-Verhältnisse eher der Nordrand als der Südrand des Vatnajökulls Vergleichsmöglichkeiten mit Norddeutschland während der Eiszeiten.

Freilich ist auch der Nordrand kein vollkommenes, verkleinertes Abbild des norddeutschen Inlandeises. Ein grundsätzlicher Unterschied besteht: In Norddeutschland stieg die Eis-Unterlage von der Ostsee zum Mittelgebirge langsam an. Am Vatnajökull haben wir in der Hauptsache ein Gefälle nach außen. So hat der Nordrand des Vatnajökulls eher gewisse Ähnlichkeiten mit der eiszeitlichen alpinen Vorlandvergletscherung.[2])

Zufällig bot sich mir im Sommer 1936 doch noch eine Gelegenheit, in dieses von mir als für Vergleichszwecke besonders günstig angesehene Gebiet zu kommen. Der Berliner Augenarzt Dr. Viktor Hoffmann plante für den Sommer 1936 eine Reise durch das zentrale Island. Sein Hauptziel war die Askja, das große im Herzen Islands gelegene Vulkangebiet. Wir stellten einen gemeinsamen Reiseplan auf, der den Besuch der Askja und der drei großen Gletschergebiete Islands, des Vatna-, Hofs- und Langjökulls vorsah (vgl. Reiseweg auf Abb. 1).

Mir persönlich wurden Reiseunterstützungen seitens der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der Albrecht-Penck-Stiftung, der Deutschen Geologischen Gesellschaft, ferner von Herrn Rud. Blohm in Hamburg sowie von der Ilseder Hütte gewährt.[3]) So konnten wir, d. h. Dr. Hoffmann, sein Sohn Joachim und ich, am 14. Juni von Kopenhagen nach Reykjavik ausreisen. Wir wählten von dort den Landweg nach Akureyri, um einen Einblick auch in diesen Teil des Landes zu gewinnen. Man kann heute, unter Zuhilfenahme des Dampfers von Reykjavik bis Bor-

2) Darauf wies auch C. Troll in der Besprechung zu meinem Vortrag in Wien, 3. Inqua-Konferenz 1936, hin.

3) Allen genannten Stellen sowie auch Herrn Dr. V. Hoffmann möchte ich an dieser Stelle nochmals meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

ganes, von dort mit Autobus, die Fahrt nach Akureyri in etwa 16—17 Stunden erledigen.

Der Weg (Abb. 1) führt teils durch Tal- und Rundhöckerlandschaften, teils über jüngere Lavaströme, nach Norden. Die größeren Höhen (z. B. Tröllakirkja) zeigen schöne Kare. Im Nordlande sind in den Tälern ausgeprägte Terrassensysteme vorhanden, besonders schön in der Gegend oberhalb von Blönduos. Es sind gehobene Strandterrassen; wie weit auch Schotterterrassen vorliegen, die mit Stadien der Vergletscherung Islands zusammenhängen, bedarf noch der Untersuchung. Hier ist noch ein weites Feld für Glazialforschungen vorhanden (vgl. Thoroddsen 1905, S. 98 ff. und die neueren Untersuchungen für das Südland von J. Askelsson 1934).

Eine eigentümliche steilkuppige Landschaft, deren Entstehung noch nicht in jeder Beziehung geklärt ist, kreuzt man bei Holabäk, am Ausgang des Vatnsdalur. Auch diese Formen müssen irgendwie mit der früheren Vereisung zusammenhängen.

Im ganzen Gebiet — besonders auch auf der weiteren Fahrt über Vidimyri und durch das Öxnadal — nehmen glaziale Schotter und Moränen einen wesentlich größeren Raum ein, als es die Thoroddsen'sche Karte angibt. Die Täler zeigen großartige U-Profile, die Haupttäler sind übertieft; die Nebentäler zeigen den typischen Vorbau ins Haupttal. Auf diesem scheinen vielfach Stadialmoränen zu liegen. Die Talhänge sind in weiten Gebieten von ausgeprägten Streifenböden bedeckt. In größeren Höhen sind zahlreiche Kare zu beobachten. Gletscherschliffe sind nicht selten.

Nach Vervollständigung unserer Ausrüstung in Akureyri konnten wir unsere Reise zunächst noch im Auto fortsetzen und zwar bis Vidiker, einem der letzten Höfe vor dem menschenleeren Innern. Reisen in das unbewohnte Innere von Island, das mehr als vier Fünftel der Gesamtfläche ausmacht, sind heute, wie seit Jahrhunderten, nur mit Pferden möglich. Wir nahmen unsere 13 Pferde in dem oben genannten Hofe. Ein jüngerer Sohn des Bauern, Egill Trygvason, war unser tüchtiger und unermüdlicher Führer auf der ganzen Reise, während des zweiten Teils auch der Bauer Trygvi selber. Außerdem begleitete uns auf der ganzen Reise als sehr geschätzter Kamerad Henrik Sveinsson, Sohn des isländischen Gesandten in Kopenhagen.[4])

Unser Weg ging zunächst in nordöstlicher Richtung über den Myvatn nach Grimsstadir. Hier war, soviel wir wußten — abgesehen von der neuen Brücke im Norden —, die einzige Stelle, um über die Jökulsá a Axafirdi zu kommen. Wie sich später herausstellte, ist auch weiter oberhalb, südwestlich Mödrudalur, noch die Möglichkeit, mit einem kleinen Kahn den Fluß zu überschreiten. Wir benutzten diese später, als wir nach unserer Rückkehr vom Bruarjökull wieder auf das linke Ufer der Jökulsá herüber mußten. Der Vormarsch zum Bruarjökull erfolgte dann über Mödrudalur, den letzten Hof dieses Gebietes, nach Süden.

---

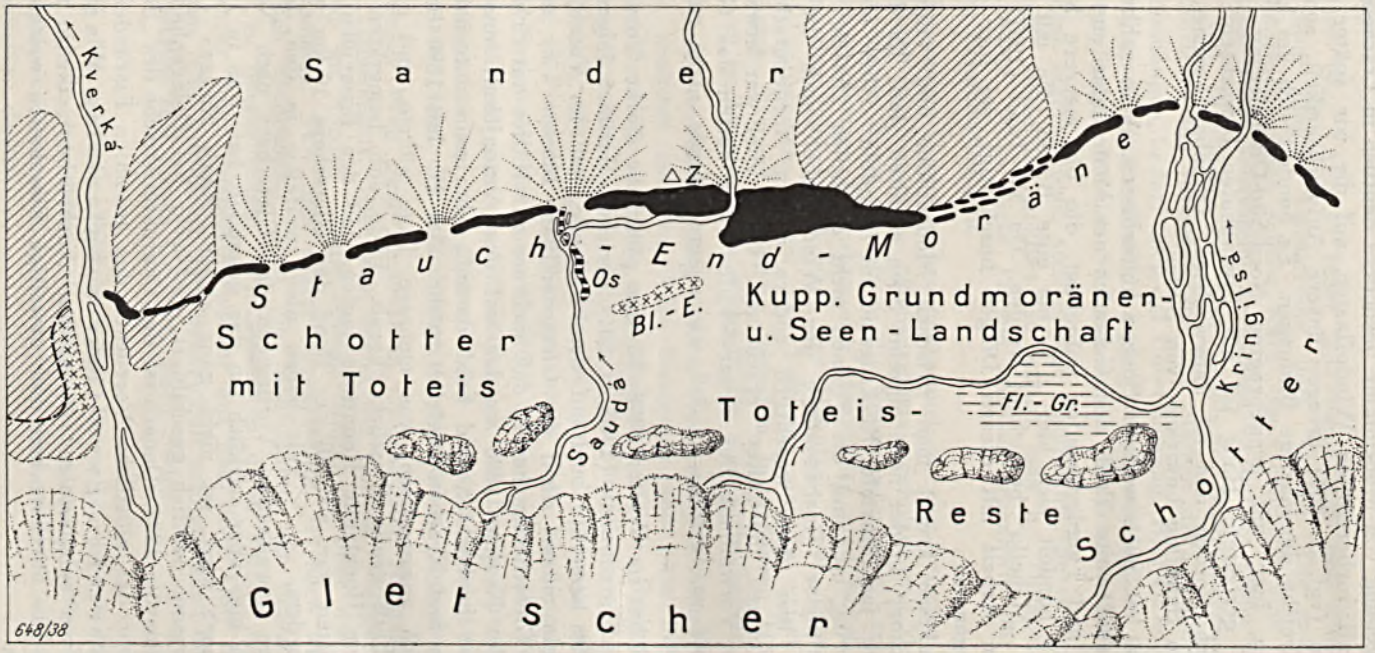
4) Für wertvolle Hilfe und gute Ratschläge für die Ausführung der Reise haben wir besonders Herrn Gudmundur Einarsson sowie dem deutschen Konsul in Reykjavik, ferner dem deutschen Vizekonsul in Akureyri, Herrn Sigurdur Hlida, herzlichst zu danken.

Die Wirkungen des Windes, die überall in Island bedeutend sind, treten in der weiteren Umgebung von Mödrudalur besonders deutlich in Erscheinung. Nicht nur die überall vorbereiteten Windpflaster, auf die wir später noch zu sprechen kommen (vgl. S. 267) erregen unsere Aufmerksamkeit, sondern vor allem auch zahlreiche dünenartige Bildungen. Es handelt sich um kleine kupstenartige Dünen, hier mit ausgeprägter Nord-Süd-Orientierung. Der flache, nach Süden gerichtete Hang ist mit Strandhafer bewachsen. Der Steilhang blickt nach Norden und ist unbewachsen. Offenbar kommen die Hauptwinde, die den Sandflug bewirken, von Süden.

Aber der Wind hat noch weitere Spuren hinterlassen. Wie zahlreiche Anschnitte zeigen, sind weite Teile des Geländes um Mödrudalur aus lößartigen Feinsanden und Flugdecksanden aufgebaut, die bis mehrere Meter mächtig werden. Es handelt sich hier z. T. um gute Böden, die mit dem isländischen Namen „Mohella" bezeichnet werden. Da W. Iwan (1937) sich in einer besonderen Arbeit mit diesen Dingen beschäftigt, sei hier nicht weiter darauf eingegangen.

Auf dem Vormarsch kreuzt man zwischen Mödrudalur und Vididalur eine ältere Moränenzone, in der noch einzelne Seen erhalten sind. Es dürfte sich dabei um eine jungdiluviale Rückzugsmoräne handeln. Aber obwohl das Alter recht gering ist, sind die Formen nicht eigentlich „frisch". Die klimatischen Verhältnisse (insbesondere der Wind), aber auch die Vegetation usw. sind hier doch wesentlich anders als in Norddeutschland, und es entstehen Formen, die „älter" erscheinen. Unser Ziel war etwa der äußerste Punkt der Vorwölbung des Bruar-Jökulls. Wir hatten das Glück, dort einen Grasplatz zu treffen, so daß wir unsere Pferde nicht zurückzuschicken brauchten.

Der Bruarjökull hat im Winter 1889—90 eine plötzliche starke Vorwärtsbewegung erfahren. Thoroddsen (1906, S. 201) berichtet darüber folgendes: „Im Winter 1889—90 bemerkte man auf dem Ostlande, daß im Vatnajökull etwas im Anzug zein müsse, denn die Gletscherflüsse führten eine außergewöhnliche Menge Gletscherton herab, daß mehrere zur Hälfte mit Schlamm angefüllt waren. Um Neujahr 1890 wurden auf dem Vatnajökull innerhalb Snaefell Feuersäulen beobachtet, und bald darauf nahm man unterirdische Stöße, von Donnern und Krachen begleitet, wahr. Am 27. Juli 1890 begann die Jökulsá plötzlich anzuwachsen, was mehrere Tage währte, und gleichzeitig führte der Fluß große Eisstücke herab. Ende Juli bemerkten zwei Bauern, die auf dem Hochlande Renntiere jagten, daß der Bruarjökull auf das Hochland geglitten war, so daß der Rand des Gletschers 10 km weiter hinabreichte als vordem. . . ." Wir haben also zweifellos in den Jahren 1889—90 ein starkes gewaltsames Vordringen des Gletschers nach Norden gehabt. Ob es sich hier aber wirklich um das gehandelt hat, was in Island „jökull-hlaup" genannt wird, ist nicht ganz sicher. Niels Nielsen (1937) hat uns diesen Vorgang deutlich geschildert, und zwar bei Gelegenheit des Ausbruches des Grimsvötn 1934. Danach ist das Charakteristische des „Jökullhlaups" nicht so sehr das plötzliche Vorrücken des gesamten Eisrandes, als vielmehr das Ausbrechen gewaltiger subglazialer Wassermassen (infolge von subglazialen vulkanischen Ausbrüchen), die in mächtigen Tunneln das Eis durchbrechen und gewaltige Eisschollen weithin ins Vorland verfrachten.



Rücken (ält. Topographie) im Vorlande, z.T. anstehender Basalt u.s.w., z.T. älterer Gletscherschutt, Moränen u. dgl.

Ausschmelzendes Toteis in früherer Seitenmoräne des Bruarjökulls

Bl.-E. Block-Endmoräne

Fl. Gr. Flachwellige Grundmoränenlandschaft

Z. Zeltplatz

Abb. 2. Schematische, unmaßstäbliche Skizze des Geländes am Nordrand des Bruarjökulls



Abb. 3. Stauchendmoräne des Bruarjökulls mit zusammengeschobenen Torf- und Feinsandschichten. Höhe 15—20 m



Abb. 4. Einzelheit aus Abb. 3. Die Grasvegetation hält sich vor allem an die Torfschichten



Abb. 5. Eine andere Stelle in der Stauchmoräne, die vollkommen verfalteten Torf- und Feinsandschichten zeigend



Abb. 6. Die Stauchmoräne ist durch eine breite Lücke unterbrochen, in der der Sander bis hinter die Endmoräne (nach links) zurückgreift



Abb. 7. Breite kuppige Endmoränenzone, hinter dem äußersten Stauchwall liegend



Abb. 8. Breite, kuppige Endmoränenzone östlich der Saudá. Im Hintergrunde links die Snaefellgruppe



Abb. 9. Noch weiter nach Osten geht die breite kuppige Endmoränenzone in einzelne niedrige Geschiebewälle über



Abb. 10. Der Endmoränenkranz, von innen gesehen, wird von zahlreichen Toren durchbrochen, die nur noch teilweise von Schmelzwasser-Abflüssen benutzt werden

Plötzliches rasches Vorrücken des Eisrandes im Winter braucht keine vulkanische Ursache zu haben. J. H. Hance (1937) hat jüngst ein ganz plötzliches, täglich 30—40 m betragendes Vorrücken des Black Rapids-Gletscher in Alaska geschildert, das anscheinend auf nichts weiter zurückging, als auf lokal gesteigerte Niederschläge.

Ob es sich nun um ein durch vulkanische Ausbrüche oder durch andere Vorgänge verursachtes plötzliches Vorrücken handelt, jedenfalls wurde bei diesem Vorstoß ein Zug von Endmoränen gebildet, der heute in einem Abstand von etwa 4—8 km vor dem jetzigen Gletscherrand liegt. In der hinter der Endmoräne liegenden, also seit 1890 durch Zurückschmelzen des Gletscherrandes eisfrei gewordenen Zone ist ein Gebiet vorhanden, in dem sich wichtige Vergleichsbeobachtungen mit Norddeutschland machen ließen. Hier fanden wir, auf kurzem Raum zusammengedrängt, eine Mustersammlung der wichtigsten Glazialerscheinungen, wie sie uns von Norddeutschland und anderen ehemaligen Gletschergebieten bekannt sind.

Die unmaßstäbliche, schematische Skizze Abb. 2 zeigt die Verteilung der wichtigsten Elemente dieser Landschaft. In einer Entfernung von etwa 4—8 km vor dem jetzigen Eisrande liegt als hervorstechendste Erscheinung, und in nur wenig unterbrochenem Zusammenhang über etwa 15 km Länge verfolgbar, die ehemalige Endmoräne des Bruarjökull, die wohl die Marke des 1889—90 erfolgten raschen Vorstoßes des Gletschers bezeichnet.

Vor ihr breitet sich ein weites Sandergebiet aus, unterbrochen durch mehr oder weniger breite Riedel einer älteren Topographie. Das zwischen Endmoräne und Eisrand gelegene Gebiet ist in der Hauptsache eine ausgeprägte Toteislandschaft mit verschiedenen Elementen. Im allgemeinen ist der äußere Teil dieser Zone mehr aus kiesig-sandigen, der innere mehr aus grundmoränenartigen Bildungen aufgebaut. Doch verzahnt sich das alles miteinander. Vor allem greifen natürlich die kiesig-sandigen Bildungen an den Wasserläufen durch bis an den jetzigen Eisrand.

Es folgt die Randzone des lebendigen Gletschers. Sie ist in einer Breite von mehreren Kilometern fast völlig unter Schutt verhüllt und zeigt charakteristische Erscheinungen, die für das Verständnis gewisser Landschaftsformen von Bedeutung sind. Ganz allmählich wird nach oben hin die Schuttdecke geringer, und der eigentliche Gletscher tritt zutage.

Wir betrachten nun die einzelnen geschilderten Zonen, und zwar beginnen wir mit der Endmoräne.

2. Die Endmoräne des Bruarjökulls von 1890

In weiten Teilen ihrer Erstreckung ist die Endmoräne ausgebildet als typische Stauchmoräne. Ihr äußerster Wall ist aufgebaut aus aufgestauchten Falten von Torf und Feinsand. Abbildung 3 zeigt einen Anschnitt des hier etwa 15—20 m hohen Walles, der deutlich die zu einem Hauptsattel aufgestauchten Torf- und Feinsandschichten erkennen läßt. Die Abb. 4 und 5 geben Teilausschnitte, auf denen die z. T. enge Fältelung der Schichten hervortritt. Der spärliche Graswuchs hält sich hauptsächlich an die zutage tretenden Torfschichten.

Diese Ausbildung ist für den äußersten Endmoränenwall auf weite Erstreckung hin typisch. Aber das gilt auch nur für diesen. Im übrigen

ist aber gerade in der Längserstreckung der Endmoräne ein außerordentlicher Wechsel in der Ausbildung charakteristisch. Gelegentlich ist nur ein solcher Stauchwall von vielleicht 30 bis 50 m Breite vorhanden (vgl. Abb. 6). Vor ihm liegt der Sander, hinter ihm eine wassererfüllte Senke. Vielfach aber bildet der Stauchwall nur die äußere Grenze einer breiten, kuppigen, aus Kies, Geröll und Blöcken bestehenden Zone, die an Höhe den äußersten Stauchwall überragt und bis mehrere hundert Meter breit wird. Abbildung 7 zeigt solche „Endmoränenlandschaft" mit zahllosen Kuppen, Kesseln und Senken, die aber wasserfrei sind, weil das ganze Material durchlässig ist. In Abb. 8 ist eine ähnliche Landschaft aus etwas größerer Entfernung aufgenommen, die eine gewisse Längsorientierung der Kuppen — parallel der Erstreckungsrichtung der Endmoräne — erkennen läßt.

Gehen wir im Streichen der Endmoräne noch weiter nach Osten, so geht die ganze breite Endmoränenlandschaft in wenige schmale Schuttwälle über, die teilweise noch nicht einen Meter hoch sind (Abb. 9). In der weiteren Erstreckung stellen sich wieder typische Stauchwälle ein. Kurz es findet im Streichen der Endmoräne ein ständiger Wechsel in der Ausbildung statt, eine Erscheinung, die uns ja aus Norddeutschland genugsam bekannt ist, und deren Erklärung uns oft Kopfzerbrechen verursacht hat.

Wenn in Norddeutschland in ähnlicher Weise ganz verschieden ausgebildete Endmoränenformen aneinandergrenzten, hat man dies oft auf verschiedene Phasen bzw. Vorstöße zurückführen wollen. Wie die obige Darlegung zeigt, bedarf es dieser verschiedenen Phasen nicht. Sondern alles ist das Ergebnis einer und derselben Phase. Die verschiedene Ausbildung ist das Ergebnis der verschiedenen jeweils vorhanden gewesenen Bedingungen — Bedingungen, die wir im einzelnen in den seltensten Fällen überhaupt noch genügend erkennen können.

Ob ein faltungsfähiger Boden vorlag, ob ein tatsächlich zusammengefaltetes Material später die Faltung überhaupt noch erkennen läßt, ob der Gletscher selber viel oder wenig Schutt mit sich führt, ob Toteis in größerem Maße beteiligt, starke Wasserwirkung vorhanden war, usw. usw., das sind alles Bedingungen, die zu einer völlig verschiedenartigen Ausbildung der Endmoränen führen mußten.

Eins aber muß hervorgehoben werden: Die eigentlichen wallförmigen Endmoränen sind, wie dies vor allem K. Gripp (1929) auf Grund seiner Beobachtungen in Spitzbergen immer wieder verfochten hat, in der Hauptsache durch Stauchung entstanden. Die durch Aufschüttung entstandenen Bildungen lassen sich zwar nicht in allen Fällen klar von den durch Stauchung entstandenen trennen. Wir werden aber auch in Norddeutschland versuchen müssen, diese Bildungen mehr als bisher voneinander zu trennen.

Zur Endmoräne am Nordrand des Bruarjökull ist schließlich noch zu erwähnen, daß sie an zahlreichen Stellen von mehr oder weniger breiten Toren durchbrochen wird, die sich die Schmelzwässer geschaffen haben (Abb. 10). Teilweise werden diese, bis mehrere hundert Meter breiten Tore heute noch von den Schmelzwasserabflüssen benutzt, teilweise sind sie trocken, und Schotterflächen ehemaliger Abflüsse greifen in ihnen ins Hinterland der Endmoräne durch (vgl. Abb. 6).

3. Die Landschaft im Vorlande der Endmoräne

Sie setzt sich, wie eingangs schon erwähnt wurde, aus zwei Elementen zusammen: aus den Schotterflächen oder Sanderebenen und aus den zwischen ihnen liegenden flachen Erhebungen.

Die Sanderflächen setzen in Form einzelner flacher Schwemmkegel an jedem Durchlaß der Endmoräne an und bilden vor dem größten Teil der Endmoräne zunächst ein zusammenhängendes Feld. Dieses zerteilt sich in größerer Entfernung von der Endmoräne wieder in einzelne Schotter- bzw. Kiesstreifen, die in Form von Terrassen die Täler begleiten.

Der Ausdruck „Sander" darf nicht die Vorstellung erwecken, als hätten wir es hauptsächlich mit Sanden zu tun. Im Gegenteil, es überwiegt — wenigstens in den nahe der Endmoräne gelegenen Gebieten — durchaus das grobe Material. So könnte man ebensogut von Schotterflächen sprechen. Aber das ist ja bei den Sandern Norddeutschlands auch nicht anders. Die Gipfelregion etwa des am Südende des Schweriner Sees ansetzenden Sülstorfer Sanders oder des Bornhöveder Sanders in Holstein zeigt genau das gleiche grobe Schottermaterial, wie etwa die Schotterfläche eines alpinen Gletschers oder eine Sanderfläche am Bruarjökull. Für diese Bildungen hat sich die Bezeichnung Sander eingebürgert, und es besteht kein Anlaß, sie aufzugeben.

Die zwischen den einzelnen Sanderflächen sich erhebenden Riedel sind die Reste einer älteren Topographie, die durch die Schmelzwässer z. T. zugeschüttet und umgeformt wurde. Zum Teil sind es Rücken, in denen das anstehende Gestein nahe an die Oberfläche kommt, und die nur eine dünne Decke von Schutt tragen. Zum Teil sind es auch ältere Glaziallandschaften, die früheren Vorstößen des Bruarjökulls ihre Entstehung verdanken.

Das heute an der Oberfläche liegende Material ist zum großen Teil eckig (Abb. 11), soweit es nicht vom Wind geschliffen ist. Aber öfter findet man auch Gletscherschliffe (Abb. 12).

Größere Riedel der beschriebenen Art sind einmal im Gebiet zwischen Saudá und Kringilsá und weiter im Westen zu beiden Seiten der Kverká vorhanden. An dem verhältnismäßig hohen Riedel westlich der Kverká konnte dabei eine Beobachtung gemacht werden, deren Deutung zuerst Schwierigkeiten machte.

Wie mit dem Fernrohr zu beobachten war — ein Überschreiten der Kverká war hier leider nicht möglich — schmolz am Rande des Riedels an zahlreichen Stellen Toteis aus, ein ganzes System von nebeneinander liegenden Nischen erzeugend (Abb. 13). Das sah zunächst so aus, als bestände der ganz hohe Riedel im Kern aus Toteis. Man beobachtete aber kein Ausschmelzen an den höheren Teilen des Riedels.

Die Erklärung dieser eigenartigen Erscheinung ergab sich einige Wochen später am Rande des Hofsjökulls. Zwischen den aufragenden Felsen des Arnarfells kommt dort ein kleiner „Schreitgletscher" vom Hofsjökull herunter. An dem den Gletscher im Südwesten begleitenden vollkommen von Schutt überdeckten Hang taute in der unteren Partie — aber noch über der jetzigen Gletscheroberfläche — mit ganz ähnlicher Nischenbildung Toteis aus. Wie sich bei näherer Untersuchung herausstellte, hatten wir es hier mit einer mächtigen alten Seitenmoräne des Schreitgletschers zu tun, die bei einer früheren größeren Ausdehnung gebildet worden war.

So kann wohl geschlossen werden, daß auch das am Riedel westlich der Kverká austauende Toteis der Rest einer ehemaligen, sich an den Riedel anlegenden Seitenmoräne des Bruarjökulls ist.

4. Die Landschaft zwischen Endmoräne und Eisrand

Hier treten verschiedene Gruppen von Erscheinungen auf, die wir nacheinander besprechen.

Einmal treffen wir auch in diesem Gelände noch einzelne Endmoränenrücken an, ohne daß sich aber ein Zusammenhang über größere Erstreckung hin erkennen ließe. Einen ganz mit großen Blöcken übersäten Endmoränenwall aus diesem Gebiet zeigt Abb. 14, einen Typus, wie er uns ja aus Norddeutschland nicht unbekannt ist.

Ein weiteres Element, das natürlich auch in dieser Zone weit verbreitet ist, sind Schotter- oder Sanderflächen, die bis an den jetzigen Eisrand herangehen. Sie bezeichnen den Lauf der jüngeren Schmelzwässer und sind teils breitere Flächen, teils schmalere Terrassen. Während aber die Sanderflächen außerhalb der Endmoräne so gut wie völlig eben sind und nur kleine flache Mulden zeigen, sind die Sanderflächen innerhalb der Endmoräne von zahlreichen kleinen und großen, teils wassererfüllten, teils wasserfreien Senken durchsetzt — wir befinden uns in der Region des Toteises, dessen Wirkungen der ganzen Zone zwischen Endmoräne und Eisrand den Stempel aufprägen.

Ehe wir auf diese Erscheinungen des Toteises eingehen, haben wir noch ein Element kurz zu schildern, das mit diesen von den Schmelzwässern abgelagerten Schotterzügen verknüpft ist: das sind weite Flächen von feinem, durch vulkanische Asche dunkel gefärbtem Schlamm, der bei den Hochwässern in allen Senken usw. abgesetzt wird. Abb. 15 zeigt ein Schmelzwassersystem am Nordrand des Bruarjökulls mit zahlreichen — jetzt nicht wasserbedeckten — Schlammflächen. Erhebt sich nun ein stärkerer Wind, so fangen diese Schlammflächen, wenn sie nur gerade eben trocken sind, förmlich an zu rauchen. Der feinste Staub steigt auf und erfüllt dann die Luft, so daß in kurzer Zeit jede Fernsicht vorbei ist. Abbildung 16 ist nur wenig später aufgenommen als Abb. 15. Aber die Luft ist so von dem feinsten Staub erfüllt, daß der Snaefell, der auf dem ersten Bild klar hervortritt, auf dem zweiten Bild kaum noch zu erkennen ist.

Der in große Höhen emporgewirbelte feinste Staub wird in weiter Entfernung als lößartige Bildung wieder abgelagert. Wir haben hier ein Beispiel unserer eiszeitlichen Lößbildung vor uns.

Wir kommen nun auf die wichtigste Erscheinung in der Zone zwischen Endmoräne und Eisrand: die Toteisbildungen.

Kessel, wie der in Abb. 17 gezeigte, sind uns ja aus allen ehemals vergletscherten Gebieten genugsam bekannt. Hier sind es grobe Kiese und Schotter, in die der granattrichterartige Kessel eingesenkt ist. Wir haben diese Erscheinung in Norddeutschland schon lange so erklärt, daß ein Toteisklotz im Untergrund ausgetaut und der Kies darüber nachgestürzt ist. Daß dies erst ganz kürzlich vor sich gegangen sein muß, geht aus dem scharfen oberen Böschungsrand hervor. Wir sahen solche „Erdfälle“ vor unseren Augen entstehen.



Abb. 11. Blockbestreuung auf einem flachen Rücken zwischen Sanderflächen im Vorland der Endmoräne



Abb. 12. Geschliffener Basaltblock



Abb. 13. Alte Seitenmoräne des Bruarjökulls (hinter dem Flusse), mit nischenförmig austauendem Toteis



Abb. 14. Blockbestreute Endmoräne. Im Vordergrund Terrasse von feinstem schwarzem Gletscherschlamm



Abb. 15. Schmelzwassersystem zwischen Gletscher und Endmoräne mit weiten Flächen feinsten schwarzen Schlammes



Abb. 16. Die Aufnahme ist wenig später gemacht als Abb. 15. Die ganze Luft ist von feinstem Staub erfüllt, der aus den Schlammflächen ausgeweht wird („Lößbildung")



Abb. 17. Bildung eines „Solles“ durch Ausschmelzen eines Toteisklotzes unter einer Kiesdecke



Abb. 18. Doppelsoll. Links im Mittelgrund ein neuer Trichter entstehend



Abb. 19. Toteisplatte unter 2—3 m geschichteten Kiesen



Abb. 20. Dieselbe Toteisplatte, aus größerer Nähe. Man sieht, wie die Schichtung der überlagernden Schotter wellig und unregelmäßig wird

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG BIBLIOTHEK



Abb. 21. Toteisblock, von dem die überlagernden Schichten allmählich herunterfließen



Abb. 22. Flacher See in einer Schotterfläche, eine frühere Toteisplatte bezeichnend. Die schmalen Kieszüge im Mittelgrund sind Spaltenausfüllungen in der ehemaligen Toteisplatte



Abb. 23. Breitere Erhebung, vorwiegend aus Grundmoräne bestehend, mit Nischenbildung am Hange (austauendes Toteis)



Abb. 24. Eine der Nischen von Abb. 23 aus der Nähe. Die Grundmoräne fließt als zäher Schlamm langsam nach unten



Abb. 25. Gruppe von Toteisrestseen in Grundmoränenlandschaft



Abb. 26. Moränenlandschaft mit Seen, drumlinartigen Hügeln, großen Blöcken usw.



Abb. 27. Seen- und Oslandschaft, von der Endmoräne aus gesehen



Abb. 28. Die typische geschlängelte Rückenlinie desselben Oses



Abb. 29. Breitere kamesartige Rücken, gebildet zwischen größeren Toteisplatten (jetzt Seeflächen). Im Hintergrund noch Toteisreste



Abb. 30. Kamesartige Rücken in einer Toteislandschaft



Abb. 31. Eine schräg liegende, mit Grundmoräne erfüllte Schicht taut aus (in einer vom lebendigen Gletscher abgetrennten Toteisplatte)



Abb. 32. Rand des Bruarjökulls, schuttbedeckt und von zahlreichen Rinnsalen durchzogen



Abb. 33. Austritt eines großen subglazialen Schmelzwasserstromes (Kverká) in einer Einbuchtung des Eisrandes



Abb. 34. Dasselbe wie Abb. 33, näher. Das Gletschertor ist bis oben hin mit Wasser erfüllt



Abb. 35. Ein Schmelzwasserbach auf dem Gletscher, der zum Rande eilt



Abb. 36. Der in Abb. 35 gezeigte Schmelzwasserbach stürzt in ein Strudelloch, um subglazial weiter zu verlaufen

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT BIBLIOTHEK DANZIG



Abb. 37.
Schwarze, tonige Grundmoräne, die am Rande des Gletschers austaut



Abb. 38. Schmutzkegel auf dem Gletscher



Abb. 39. Auf dem Eisrande parallelen, nach auswärts aufgebogenen Flächen (Scherflächen) taut der meiste Schutt aus



Abb. 40. Auf beiden Seiten eines solchen austauenden Schuttwalles liegt blankes Eis, auf dem der Schutt langsam herunterfließt



Abb. 41. Scherflächen und andere Spalten kreuzen sich öfter. So entsteht ein ganzes Netzwerk von Schutt auf dem Gletscher



Abb. 42. Taut das Eis unter dem Schutt in Abb. 41 fort, so entsteht eine streifen- und netzförmige Anordnung des Schuttes, wie hier im Vorlande des Bruarjökulls

Auf Abb. 19 ist eine breitere Toteisplatte zu sehen, die hier von einem mehrere Meter mächtigen Schotter überlagert wird. Abbildung 20 zeigt sie aus größerer Nähe. Man sieht, wie die ursprünglich horizontale Schichtung des darüber gelagerten Schotters allmählich unregelmäßig und wellig wird — eine Folge des langsamen Abtauens des Eises an der Oberfläche. Im übrigen erfolgt das Abtauen hauptsächlich an den offenen Seitenwänden, die ja ungeschützt der Sonne ausgesetzt sind. Die Oberfläche ist durch die Schotterdecke geschützt und taut nur ganz langsam ab. Von dem Schotter über dem Eise stürzt dauernd etwas herunter, und so entsteht allmählich in der ursprünglich ebenen Schotterfläche ein Loch von der Größe der früheren Toteisplatte. Auf Abb. 21 ist der Rand einer Toteisplatte zu sehen, an der der Schutt herunterfließt oder herunterstürzt. Daß dabei von der ursprünglich vorhandenen Schichtung nichts übrig bleibt, ist eine Selbstverständlichkeit.

So finden sich in den Sanderflächen nun alle Formen des ausgeschmolzenen Toteises, vom einfachen Trichter, wie ihn Abb. 17 zeigte, bis zu großen unregelmäßigen Wasserflächen, wie sie auf den Abb. 29 und 30 zu sehen sind.

Abbildung 18 zeigt links im Mittelgrund einen steilen, kürzlich eingebrochenen Toteis-Trichter, im Vordergrund eine breitere Senke mit zwei Einzeltrichtern. Die schwarze Schicht im Vordergrund ist Hochflutschlamm. In Abb. 22 ist eine breite, jetzt wassererfüllte Senke in der Schotterfläche vorhanden, die den Platz des ehemaligen Toteises einnimmt. Im Mittelgrund sehen wir, wie mehrere annähernd parallele niedrige Schotterzüge am Rande dieser Senke verlaufen. Wir werden sie auf Klüfte im früheren Eis zurückführen müssen, die z. T. von dem Schotter ausgefüllt wurden. Für alle diese Dinge haben wir zahlreiche Beispiele aus den ehemaligen Vereisungsgebieten. Eine Gegend, für die dies ganz besonders gilt, ist Ostpreußen.

Aber diese Erscheinungen des Toteises finden sich nicht nur in den Schotterflächen, sondern ebenfalls in den Gebieten, die vorwiegend aus Grundmoräne zusammengesetzt sind.

In Abb. 23 ist ein breiterer Rücken zu sehen, der vorwiegend aus Grundmoräne aufgebaut ist. An seinem Hang tritt eine eigenartige Nischenbildung auf. Bei näherer Untersuchung (Abb. 24) zeigt sich, daß unregelmäßig verteiltes Toteis im Untergrund austaut und diese nischenartigen Formen erzeugt. Auch die Oberfläche des Rückens ist von zahllosen unregelmäßig gestalteten, meist wassererfüllten Senken durchsetzt, die wir ebenfalls auf im Untergrund austauendes Toteis zurückführen müssen. Auf Abb. 25 ist eine Gruppe von drei solchen Seen vorhanden. Die Landschaft auf Abb. 26 ist eine kuppige Grundmoränenlandschaft, wie sie in Hinterpommern oder Ostpreußen auftreten könnte.

So ist es das „tote Eis", das der ganzen Landschaft zwischen Endmoräne und Eisrand seinen Stempel aufdrückt. Dabei treten noch Sonderformen auf, wie wir sie ja auch aus den entsprechenden Zonen Norddeutschlands kennen.

Abbildung 27 zeigt eine nahe hinter der Endmoräne gelegene osartige Bildung, die mit einem System von Seen verbunden ist. Die Aufnahme ist von der äußeren Stauchendmoräne aus gemacht, die gerade dort ein breites Gletschertor anzeigt, wo der Os endet. Aufgebaut ist der Rücken aus grobem, gerundetem Schotter (vgl. Abb. 28). Die typische geschlängelte Linie des Osrückens ist auf dem Bilde gut zu erkennen, ebenso die Ver-

knüpfung mit den Seenrinnen. Teilweise erscheint die Scheitellinie geradezu zugeschärft. Das ist die Folge neuerlichen Abrutschens der steilgeböschten Schotter.

Ob es sich in diesem Fall um die Einschüttung von Schottern in eine offene Spalte von oben her handelt oder um einen echten, subglazial aufgeschütteten Os, das konnte in diesem Falle nicht sicher entschieden werden.

Breitere Bildungen ähnlicher Art haben wir in Abb. 29 vor uns. Rechts und links liegen breite Seeflächen eingesenkt in ein Schottergebiet, in der Mitte unregelmäßig gestaltete Rücken aus demselben Schotter mit z. T. horizontal ausstreichender, nur später randlich abgebogener Schichtung. Offenbar ist dieser Kies in eine breite Lücke zwischen zwei riesigen Toteisplatten geschüttet worden. Nach dem Verschwinden des Eises — den letzten Rest können wir im Hintergrunde ganz rechts noch gerade erkennen — bleiben die unregelmäßig gestalteten kamesartigen Rücken übrig. Eine Rückenlandschaft ähnlicher Art zeigt Abb. 30.

Es erhebt sich nun die Frage, welches der Weg ist, auf dem das „Toteis" entsteht. Es kommen dafür wohl hauptsächlich zwei Bildungsformen in Frage. Einmal liegt der Gletscher dem Untergrund nicht überall in derselben Höhe auf. Die Eisunterfläche ist keine Isophyse. Sondern einzelne Partien des Gletschers greifen tiefer in den Untergrund ein als andere. Hier ist also die Gesamtmächtigkeit des Eises größer als in anderen Partien, wo der Untergrund des Eises höher hinaufragt. Taut nun der Gletscher von oben nach unter herunter — wie er dies in Zeiten des Zurückschreitens tut —, so werden die tiefsten, in den Untergrund eingesenkten Partien des Gletschers noch vorhanden sein, wenn ringsherum die auf höherem Sockel liegenden Eispartien schon weggetaut sind. So kann es zur Abtrennung von „Toteis" kommen, einfach infolge von Unebenheiten in der Auflagerungsfläche des Eises. Solche flachen Toteisreste können dann von jüngeren Schmelzwässern völlig eingeschottert und dadurch für lange Zeit vor dem Abtauen geschützt werden.

Eine zweite Art der Entstehung von Toteis geht auf die Schmelzwasserströme zurück. Es kommt oft vor, daß ein Schmelzwasserbach im Randgebiet zunächst einer dem Eisrande parallelen Spalte folgt und diese allmählich erweitert. So kann es zur Abtrennung größerer Eispartien durch den Gletscherbach kommen. Abbildung 31 zeigt einen solchen durch den Gletscherbach vom Stirnrand des Bruarjökulls abgetrennten Gletscherteil. Er zeigt im Austauen des Schuttes — in der Mitte taut eine schräg stehende schutterfüllte Fläche aus (vgl. weiter unten) — genau die gleichen Erscheinungen wie der Gletscher selber in seinem Randgebiet, ist aber völlig vom lebendigen Gletscher abgetrennt und hat an dessen Bewegung und Ernährung keinen Anteil mehr, d. h. ist „totes Eis".

Schließlich darf nicht vergessen werden, daß auch sekundär „Totes Eis" entstehen kann. Wenn in einem besonders harten, langdauernden Winter Seeflächen, wie etwa die in den Abb. 29 und 30, mit einer dicken Eisschicht bedeckt werden oder gar bis auf den Grund ausfrieren, und wenn diese dann im nächsten Frühjahr von Schmelzwässern rasch eingeschottert werden, so kann auf diesem Wege ebenfalls „Toteis" im Untergrund entstehen. Ist die Möglichkeit einer näheren Untersuchung dieses Eises vorhanden, so

werden wir es zwar leicht vom echten Gletschereis unterscheiden können. Aber diese Untersuchungsmöglichkeit wird in vielen Fällen nicht vorhanden sein.

Außer den eben geschilderten Bildungen tritt in der Zone zwischen Endmoräne und Eisrand noch eine Fülle von Einzelerscheinungen auf, die wir hier nicht alle besprechen können. Es sei nur erwähnt, daß an einer Stelle auch eine ebene bis flachwellige Grundmoränenlandschaft vorhanden ist (vgl. Übersichtsskizze, Abb. 2). Charakteristischerweise tritt sie dort auf, wo horizontal geschichtete Schotter die Unterlage der Grundmoräne bilden. Im südlichen Randgebiet Norddeutschlands kommen solche ebenen Grundmoränenlandschaften besonders gern dort vor, wo sie auf breiten Schotterterrassen der Mittelgebirgsflüsse liegen — eine ganz entsprechende Erscheinung.

5. Das Randgebiet des Gletschers

Die Entwässerung des Gletschers. Wir kommen nun an den eigentlichen Rand des Gletschers. Abbildung 32 zeigt ihn, wie er, schuttbedeckt, mit einer Neigung von wenigen Grad in flacher Kurve ansteigt. Wenn in der zweiten Hälfte des Vormittags die tauende Wirkung der Sonne stärker wird, fließen zahllose kleinere und größere Rinnsale die Randböschung des Gletschers herab. Von ferne sehen sie wie zahllose Silberfäden aus. Nachmittags erreicht das Schmelzen seinen Höhepunkt. Man hat dann den Eindruck, daß die Hauptentwässerung doch an der Oberfläche des Gletschers erfolge.

Kommt man dann aber an einen der großen subglazialen Wasseraustritte, wie ihn Abb. 33 aus einiger Entfernung, Abb. 34 aus größerer Nähe zeigt, so erweist sich die obige Annahme als Irrtum. Diese subglazialen Schmelzwasseraustritte fördern so gewaltige Wassermengen zutage, daß sie die oberflächlich abfließenden um ein Vielfaches übertreffen. Die Abb. 33 und 34 zeigen den Austritt der wasserreichen Kverká, die in ihrer vollen Stärke so unter dem Gletscher herauskommt. Was ihr später noch zufließt, ist kaum der Rede wert.

Gewöhnlich ist der Eisrand dort, wo subglaziale Ströme austreten, weit zurückgebogen und die Eisoberfläche eingemuldet. Im innersten Winkel tritt dann, meist noch in einer besonderen Nische, der Strom aus. Frühmorgens, wenn die Schmelzwassermengen noch geringer sind, kann man in die offene Höhlung hineinsehen. Nachmittags ist sie an warmen Tagen bis oben hin mit Wasser erfüllt, das in Form einer gewaltigen Quelle zutage tritt. Die Aufnahmen der beiden Bilder sind etwa um 2 Uhr nachmittags (gegen die Sonne) gemacht, als bereits die ganze Öffnung bis oben hin ausgefüllt war.

Der wesentlichste Teil dieser am Eisrande subglazial austretenden Wassermassen stammt natürlich ursprünglich auch von der Oberfläche des Gletschers. Die zunächst an der Oberfläche entstehenden Tauwässer sammeln sich auf dem Gletscher zu größeren Bächen an. Sie eilen auf der Gletscheroberfläche hinunter, bis sie an irgendeiner Stelle auf eine Spalte geraten, durch die sie schließlich zum Grunde des Gletschers gelangen. Abbildung 35 zeigt einen solchen auf der schwach geneigten schutterfüllten Oberfläche des Gletschers zum Eisrande fließenden Bach. Auf Abb. 37 sehen wir, wie er plötzlich in einem Trichter (Strudelloch) versinkt. Sein früherer Lauf auf dem Eise ist jenseits des Trichters noch zu erkennen.

So wie hier geschieht es an zahllosen Stellen des Gletschers im Randgebiet und weiter oben. Und auf diese Weise entsteht unter dem Gletscher ein ausgedehntes subglaziales Netz von Wasser, das ursprünglich von der Oberfläche stammt. Daneben findet zweifellos noch ein Abschmelzen des Gletschers an seiner Unterfläche statt, ganz besonders in Island, wo ja der Boden teilweise stark vulkanisch durchwärmt ist. Welcher Anteil diesem subglazialen Abschmelzen zukommt, das entzieht sich hier völlig der Beurteilung. Es wird sich aber nur um einen Bruchteil des ursprünglich von der Oberfläche stammenden Wassers handeln.

Die Schuttführung des Gletschers. Wir können am Rande des Gletschers mehrere charakteristische Zonen der Schuttführung bzw. des Schuttaustauens unterscheiden. Sie werden dadurch hervorgebracht, daß die Ablationsoberfläche den Gletscher mit seinen unten schutterfüllten, oben reinen Eispartien schräg schneidet.

Unmittelbar am jetzigen Rande sehen wir die typische Grundmoräne in dicken Bänken austauen (vgl. Abb. 37). Es handelt sich hier um eine echte, schwarze, tonige Grundmoräne mit zahlreichen Geschieben, wie sie typischer nicht in Norddeutschland auftreten kann.

Kommt man nun auf die schutterfüllte Randzone des Gletschers herauf, so tritt hier der Oberflächenschutt vorwiegend in zwei Formen auf: als Schmutzkegel und als Schuttmauern.

Die Schmutzkegel (Abb. 38) verdanken mehr zufälligen kleinen Anhäufungen von Schutt ihre Entstehung. Die Schutthaube schützt das darunter liegende Eis vor dem Abtauen, und so entstehen schließlich hohe, steilgeböschte Kegel, die in der Hauptsache aus Eis bestehen. Es ist also ein ähnlicher Vorgang wie der beim Entstehen der Gletschertische und schließlich auch vergleichbar der Entstehung der Erdpyramiden. Kleine Gebirge von 5—10 m Höhe können so auf dem Gletscher entstehen (Abb. 44).

Die Hauptform, in der der Schutt im Randgebiet des Gletschers auftritt, ist aber die der Schuttmauer. Langgestreckte Mauern von Schutt, und zwar hier vorwiegend dem Eisrand parallel, sind es, die der Randzone des Gletschers ein charakteristisches Gepräge verleihen.

Die Abb. 39 und 40 zeigen solche Mauern von Grundmoränenmaterial mit vielen (hellen) Geschieben. Auf beiden Seiten der Mauern liegt blankes Eis, auf dem die Geschiebe langsam herunterrutschen. Wie eine nähere Untersuchung zeigt, handelt es sich vorwiegend um schräg liegende, zum Gletscherrand aufgebogene Schuttflächen zwischen reinem Eis. Die früher beschriebene Abb. 31 läßt dies gletscherauswärts gerichtete Ansteigen deutlich erkennen. Es handelt sich offenbar in der Hauptsache nicht um gewöhnliche Gletscherspalten, sondern um schutterfüllte, ursprünglich im Gletscher mehr oder weniger horizontal liegende Flächen. Es sind die Flächen, auf denen wahrscheinlich die Hauptbewegung des Gletschers[4a]) vor sich geht, d. h. Scherflächen. Sie sind im Randgebiet des Gletschers meist nach auswärts aufgebogen. Die Hauptmenge des Oberflächenschuttes im Randgebiet des Bruarjökulls taut aus diesen Flächen aus.

Gelegentlich — aber an Zahl doch gegenüber den anderen zurücktretend — kommen auch Schuttmauern anderer Richtung vor, die sich mit den aus den

4 a) im Randgebiet.

Scherflächen entstehenden kreuzen (Abb. 41). Es müssen irgendwelche anderen schutterfüllten Spalten des Gletschers sein, die dann ebenso wie die Scherflächen austauen.

Schmilzt nun das Eis ganz herunter, so entstehen Landschaften (Abb. 42), in denen der Schutt eine gewisse Streifung bzw. Kreuzung der Streifen erkennen läßt. K. Gripp (1929) hat schon darauf hingewiesen, daß auf diese Weise eine Art „kuppiger Grundmoränenlandschaft" entstehen kann. Lehmmauerlandschaften von der Art, wie sie Gripp von Spitzbergen und Koch & Wegener (1911) von Grönland beschrieben haben, treten hier allerdings im Vorlande nicht auf.

Die Schuttbedeckung des Gletschers nimmt vom Randgebiet nach innen langsam ab. Abbildung 43 ist etwa 3—4 km vom Eisrande aufgenommen. Deutlich erkennt man auch hier noch die parallel mit dem Eisrande verlaufenden Flächen, aus denen der Schutt austritt. Aber die Menge des austauenden Schuttes ist hier weit geringer. Wir haben es eben mit Flächen zu tun, die im Gletscherprofil viel höher liegen als die unmittelbar am Rand austauenden.

6. Ergänzende Untersuchungen im Randgebiet des Hofs- und Langjökulls sowie sonstige Reisebeobachtungen

Nach Abschluß unserer Untersuchungen am Bruarjökull führten wir zunächst eine Reise zur Askja, dem zentralen Vulkangebiet Islands, aus.

Nahe beim Hofe Mödrudalur konnten wie die Jökulsá mit Hilfe eines kleinen Nachens überschreiten. Der Weg zur Askja geht hier immer nahe am westlichen Ufer die Jökulsá aufwärts. Stundenlang reitet man an dem Ostabbruch eines Lavastromes entlang. Es ist der Weg, den Trautz 1910 ausgeführt hat.

Der Weg führt dann zunächst weiter nach Süden zwischen Herdubreidartögl und Jökulsá durch riesige junge Lavafelder. Sie sind, je weiter man nach Südwesten kommt, um so mehr durch mächtige Bimssteinmassen überdeckt, die das Reiten teils erleichtern, weil sie die Unebenheiten der Lavafelder ausgleichen, teils aber auch erschweren, weil die Pferde in die Bimssteindecke leicht einbrechen. Es handelt sich um die gewaltigen Bimssteinmassen, die im Zusammenhang mit der Entstehung des Rudloffkraters im Jahre 1875 ausgeworfen wurden und das ganze Ostland überschüttet haben. An den höheren Hängen werden die Bimssteindecken allmählich heruntergeschwemmt. Sie bilden hier charakteristische Restdecken. In den Niederungen wird der Bimsstein zum Teil recht mächtig. Die Rücken und Kuppen der Lava ragen oft mit phantastischen Formen — manchmal wie Skelettreste von Riesensauriern aussehend — durch den Bimsstein hindurch.

Der Aufstieg zur Askja geschieht durch das Öskju-Op, ein breites, die Dyngjufjöll nach Osten durchbrechendes Tal. Der Boden wird von junger Lava gebildet. Das Tal dient heute zur Entwässerung der ganzen großen Fläche innerhalb der Dyngjufjöll. Die Flanken zeigen teilweise breite karartige Nischen mit Schneeflecken. Die heutige Entwässerung hat in dem breiten Tal schon einige schlecht ausgebildete Schotterterrassen gebildet.

Hat man den Aufstieg durch das Öskju-Op beendet, so kommt man auf die weite, in rund 1000—1100 m Höhe gelegene Lavaebene der Askja, die als eine riesige Einbruchskaldera aufgefaßt wird. Die fast rechteckig ge-

formten, 1200—1400 m hohen Dyngjufjöll bilden den stehengebliebenen Rand des großen Einbruchskessels. Askja-Ebene und Dyngjufjöll zeigten bei unserem Besuch noch reichlich Schnee. In die weite Ebene der Askja ist in der südöstlichen Ecke ein zweiter Kessel eingebrochen, der Askja- oder Knebelsee. Hart an seinem Rande liegt der steil eingeschnittene Rudloff-Krater, der wie schon erwähnt wurde, im Jahre 1875 die Ausbruchsstelle war für die gewaltigen Bimssteinmassen, die damals das ganze Ostland überschütteten. Der letzte Ausbruch in diesem Gebiet geschah im Jahre 1925. Damals tauchte im Knebelsee nahe dem Südufer ein Aschenkegel auf. Am Nordufer ging ein Lavastrom herunter, dessen Spitze in den Knebelsee floß.

Bei unserem mehrtägigen Aufenthalt in der Askja waren eingehendere Untersuchungen wegen schlechten Wetters nicht möglich. Wir verließen das Gebiet über den Jonsskard („Jonspass"), in dem man den umgebenden Dyngjufjöll-Rand kreuzt. Dann geht es steil herunter in die riesigen zerrissenen Lavafelder der etwa 3000 qkm großen Odádarhaun, der „Missetäterwüste", des unwegsamsten Gebietes von ganz Island. In dieses wurden früher die Verbrecher verbannt, um dort meist nach kurzer Zeit elendiglich umzukommen.

Am Rand der Lavawüste, deren Durchquerung nur mit gutem Führer und guten Pferden gelingt, quillt in ungeheurer Menge das Wasser, das oben überall von der porösen Lava verschluckt wird, in zahlreichen Quellen zutage, und nun stellt sich auch wieder Vegetation ein. Den Hof Vidiker, auf dem unsere Pferde zu Hause waren, erreichten wir nach sechzehnstündigem Ritt.

Nach anderthalbtägiger Rast — soweit man bei dem Umpacken, dem notwendigen Instandsetzen der Sachen, dem Nachtragen der Notizen und Beobachtungen von Rast sprechen kann — brachen wir am Montag, dem 13. Juli, zum dritten Teil unserer Reise, der Durchquerung des zentralen Islands auf dem Sprengisandurweg, auf. Die Skjálfandafljot wurde bei Myri überschritten; dann ging es nach Süden. Zunächst sind es Tallandschaften, in denen man langsam immer höher kommt. Die Vegetation wird immer spärlicher. Schließlich sind es nur seltene Grasplätze, an die sich der Weg halten muß.

Die schöne Schlucht von Kidagil entblößt den Bau des Gebietes: Den Sockel bildeten, wie überall in Island, nahezu horizontale Basaltdecken, mit zwischengelagerten Tuffen und Moränendecken. Darüber liegt teils Frostschutt, teils Moränenschutt, teils Flußschotter.

Diese Elemente sind es auch, die die Oberfläche des eigentlichen Sprengisandurs[5]) bilden. Den größten Raum nehmen wohl Schotter ein, ursprünglich von Gletscherabflüssen abgesetzt, in späterer Zeit mannigfach umgelagert. In den zentralen Gebieten nehmen, besonders zum Hofsjökull hin, auch ältere Moränenlandschaften — z. T. mit kleinen Seen — Anteil am Aufbau der Oberfläche. Hier wird die Landschaft hügelig, wenn die Formen auch durchaus etwas Gealtertes zeigen.

Schließlich stößt hier und da der anstehende Untergrund durch. Eckiges Geröll bedeckt dann den Boden; es sind die Formen des Frostschuttes. In den höchsten Teilen des Sprengisandurs treten auch „Steinringböden" auf,

5) „Sprengisandur: das bedeutet Steinwüste, in denen man die Pferde zuschanden reitet" (Erkes 1930, S. 16).

allerdings nicht von der Schönheit, wie sie etwa von Spitzbergen beschrieben werden.

Am stärksten aber kommt einem bei einem Ritt über den Sprengisandur die ungeheure Bedeutung des Windes zum Bewußtsein. Der Sprengisandur ist heute in erster Linie eine Windlandschaft. Der Boden wird fast überall von einem dichten Windpflaster bedeckt (Abb. 45). Wie bei einem Mosaik liegt Stein bei Stein. Alles was verwehbar ist, ist ausgeweht; die Steindecke hindert weitere Auswehung. Hat der Pferdehuf die Steindecke durchbrochen, so kann der Wind erneut angreifen, bis er soviel weggeweht hat, daß wieder eine geschlossene Steinsohle da ist. Aber auch jedes größere Geschiebe zeigt die Spuren des Windes (Abb. 46).

Welche Gewalt ein Sandsturm auf dem Sprengisandur annehmen kann, das ist oft geschildert worden (vgl. z. B. Thoroddsen 1906, S. 26). Wir waren davon auf unserem Ritt verschont, weil wir auf dem eigentlichen Sprengisandurweg fast dauernd Regen und Nebel hatten. Es wurde erst besser, als wir südlich des Fjordungsvatn — hier liegt die Grenze zwischen Nord- und Südland — nach Südwesten zum Hofsjökull abbogen. Die Nebel- und Wolkendecken rissen plötzlich auf, und wir merkten, daß wir gar nicht mehr weit rechts von uns die gewaltige Eiskuppel des Hofsjökulls hatten.

Zunächst geht es vom Sprengisandur herunter zu den Schmelzwasserebenen vor dem Ostrand des Hofsjökulls. Zahlreiche Abflüsse hat man zu queren. Nahe rechts ist eine fast ununterbrochene Zone frischer junger Endmoränen des Hofsjökulls vorhanden. Unser Ziel ist die Bergkuppe des Arnarfell it mikla, an der Südostecke des Hofsjökulls gelegen und auf beiden Seiten vom Gletscher umflossen.

In einer Lücke der Arnarfjellgruppe kommt vom Hofsjökull ein kleinerer Talgletscher herunter, ein „Skridjökull" (Schreitgletscher), den wir zunächst besuchten. Er ist außerordentlich stark zerspalten. An seiner Südwestseite fanden wir die zum großen Teil aus Toteis aufgebaute alte Seitenmoräne (Abb. 47), auf die S. 259 schon hingewiesen wurde. Unter dem Toteis ist ein großer, mehrere 100 m langer Tunnel vorhanden, der dem damaligen subglazialen Randfluß des Gletschers seine Entstehung verdankt und der auch heute noch einen kleineren Abfluß beherbergt.

Vor dem Zungenende des „Schreitgletschers" liegen — wie die Jahresringe — ein halbes Dutzend kleine Endmoränen (Abb. 48). Charakteristisch ist bei ihnen die periphere Entwässerung. Die Schmelzwässer einer Phase sammeln sich in der Niederung vor dem nächsten Wall und fließen an ihm entlang, bis sie auf eine weiter östlich verlaufende große durchgreifende Entwässerungslinie des Hofsjökulls treffen.

Der nordöstlich der Arnarfell-Gruppe gelegene Ostrand des Hofsjökulls (Abb. 49) zeigt ähnliche Erscheinungen wie der Bruarjökull; nur ist das Ausmaß im allgemeinen kleiner. Auch der Hofsjökull zeigt eine ausgeprägte Ablationsfront; der Abfall des Gletschers ist aber etwas steiler als beim Bruarjökull.

Unsere Beobachtungen am Hofsjökull ergänzten aufs glücklichste die Untersuchungen am Bruarjökull.

Es fand sich hier z. B. ein Endmoränentyp, wie er am Bruarjökull in dem von uns untersuchten Gebiet nicht auftrat, nämlich eine Endmoräne, die in der Hauptsache aus Toteis besteht. An einigen Stellen hat vielleicht nur die große Schuttmenge eine Randpartie des Gletschers konserviert

(Abb. 50). An anderen Stellen sieht es aber tatsächlich so aus (Abb. 51), als hätte der Gletscher bei einem neuen Vorstoß von früher her liegen gebliebenes Toteis in ähnlicher Weise zu einer Stauchmoräne zusammengeschoben, wie er am Bruarjökull die Torf- und Feinsandschichten zusammengestaucht hat. Schmilzt dieses Toteis aus der Endmoräne weg, so bleibt ein niedriger Schuttwall übrig (Abb. 52), der in keiner Weise mehr die sprünglichen imposanten Formen der Endmoräne erkennen läßt. Wir kennen zahlreiche Fälle aus Norddeutschland, wo die Endmoränen wesentlich niedriger sind als die vorgelagerten Sanderflächen, z. B. in Ostpreußen am Nordwestrand der Rominter Heide. Wir müssen annehmen, daß in diesen Fällen die Endmoräne vorwiegend aus Eis bestand und damals auch den Sander überragte.

Welche Ausdehnung die Toteisplatten annehmen können, läßt Abb. 53 erkennen. Hier liegt auf einer Toteisplatte, die von einer früheren größeren Ausdehnung des Gletschers her liegen geblieben ist, eine ganze Endmoräne samt vorgelagertem Sander. Die Endmoräne, die zu dem Vorstoß gehört, von dem die Toteisplatte liegen geblieben ist, liegt links vom Bildausschnitt. Der Gletscher ist, nachdem er zunächst weit nach rechts zurückgeschmolzen war, erneut vorgerückt, und zwar über sein früheres Toteis hinweg, und hat auf diesem eine neue Endmoräne gebildet. Heute liegt der Gletscherrand wieder etwa $^1/_2$—$^3/_4$ km hinter der jüngeren Endmoräne.

Es geht aus all diesen Beobachtungen hervor, daß wir auch in Norddeutschland in noch viel stärkerem Maße mit Toteisbildungen zu rechnen haben, als wir dies bisher getan haben. Die schon bei meinen früheren Erklärungsversuchen in Norddeutschland in starkem Maße herangezogene „Toteishypothese", die von andern oft gerügt worden ist, ist heute keine Hypothese mehr, sondern eine in allen Gletschergebieten beobachtete Tatsache.

Abbildung 54 kann zur Ergänzung unserer Beobachtungen am Bruarjökull in doppelter Beziehung dienen. Einmal zeigte es die oberflächliche Entwässerung des Gletschers durch zahllose den Eisrand herabfließende Rinnsale. Vor allem aber läßt es auch bei diesem Gletscher das Austreten des Schuttes auf dem Eisrande ± parallelen Linien, d. h. auf Scherflächen, deutlich erkennen. Im übrigen zeigt das Bild, daß der Hofsjökull in diesem Gebiet bedeutend weniger Schutt enthält als der Bruarjökull.

Die Fortsetzung unserer Reise ging am Südrand des Hofsjökulls entlang. Eine Unmenge von Schmelzwasserflüssen entspringen hier dem Gletscherrande. Es sind die wasserreichen Quellflüsse des Thjorsá, die in zahllosen, sich verzweigenden Armen nach Süden streben (Abb. 55). Sie sind berüchtigt wegen der Triebsande, die das Überqueren zu einer nicht immer ungefährlichen Sache machen.

Das Gebiet am Südrand des Hofsjökulls ist vor einigen Jahren von Niels Nielsen (1928) beschrieben worden, der auch eine Karte dieser Gegend gibt (1928, S. 25). Mehrere am Rande des Gletschers liegende Berggruppen, die früher teilweise ganz vom Gletscher umflossen waren, bewirken eine Zerschlitzung des Eisrandes in Loben. Weiter aufwärts sieht man einzelne Nunatakker aus dem Gletscher herausragen.

Wie am Ostrand, so begleiten auch am Südrand den Hofsjökull in geringer Entfernung vom Eisrande verhältnismäßig junge Endmoränen. Sie zeigen nur z. T. frische Formen. Viele sind merkwürdig „verwaschen". Das



Abb. 43. Reinere Eisoberfläche in größerer Entfernung vom Rande. Auch hier noch deutlich das Austreten des Schuttes auf parallelen Flächen



Abb. 44.
Hügel, im Kern aus Eis bestehend, mit Schuttdecke, auf dem Gletscher

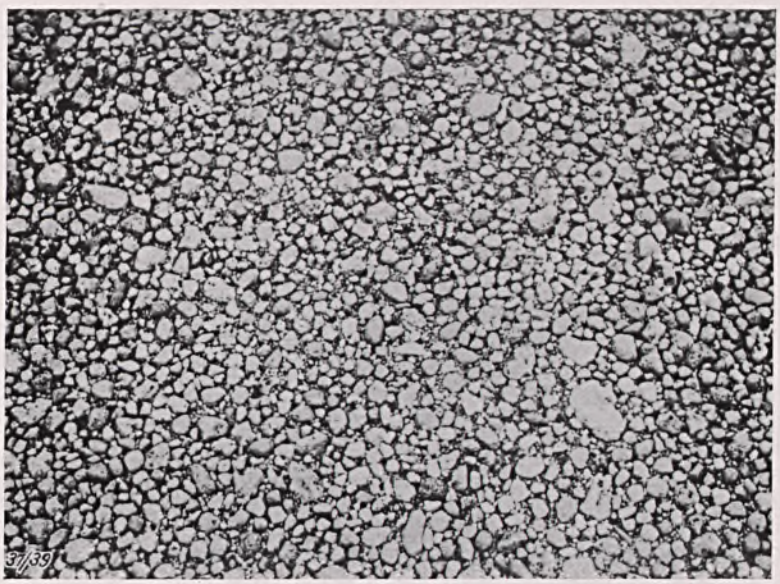


Abb. 45. Windpflaster. Der durchschnittliche Durchmesser der Steinchen beträgt 1—2 cm. Phot. J. HOFFMANN



Abb. 46. Durch Sandschliff kannelierte Oberfläche eines etwa $^1/_2$ m langen Geschiebes. Phot. J. HOFFMANN



Abb. 47. Austauendes Toteis unter einer alten Seitenmoräne des „Schreitgletschers“ am Arnarfjell (vom Gletscher aus phot.)



Abb. 48. Endmoränen vor dem Zungenende des „Schreitgletschers“ mit peripherer Entwässerung. Im Hintergrund der Hofsjökull

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG



Abb. 49. Ostrand des Hofsjökulls, vom Arnarfjell aus, mit Endmoränen und vorgelagertem Sander. Die Höhe der Endmoränen (rechts) beträgt 10—20 m, die relative Höhe des Eises in der Mitte einige hundert Meter



Abb. 50. Toteisplatte in einer Endmoräne des Hofsjökulls



Abb. 51. Fast ganz aus Toteis bestehende Endmoräne des Hofsjökulls



Abb. 52. Niedriger Endmoränenwall vor dem Hofsjökull, aus dem das Toteis ausgeschmolzen ist



Abb. 53. Jenseits der Schmelzwasserebene liegt auf einer ausgedehnten Toteisplatte (schwarz) eine ganze Endmoräne samt vorgelagertem Sander. Im Hintergrunde der Rand des Hofsjökulls



Abb. 54. Rand des Hofsjökulls mit Oberflächen-Rinnsalen und parallel austretenden Schuttbändern



Abb. 55. Sanderebene vor dem Hofsjökull (als Maßstab im Vordergrund drei weiße Zelte)



Abb. 56. Schreitgletscher des Langjökulls, der in den Hvitarvatn kalbt



Abb. 57. Ausblasungsfläche in der Nähe des Hvitarvatn. Im Hintergrund der zurückweichende Rand des Feinbodens

auffallend flache Aussehen selbst ganz junger Moränenlandschaften ist auch N. Nielsen aufgefallen. Nach ihm erklärt sich das daraus, daß die starke Windwirkung die Bildung einer Vegetationsdecke verhindert hat. So bewahrt die Oberfläche ihre Beweglichkeit, und vor allem wird das Bodengekriech nicht gehindert. Dagegen ist eine junge Hauptmoräne (Zone der Mular) vor dem Hofsjökull von Vegetation bedeckt. Die Neigung der Gletscheroberfläche gibt N. Nielsen für den Gletscherteil südwestlich Arnarfell auf 4° an.

Sartorius von Waltershausen (1847, S. 21) gibt drei Moränenzüge vor dem Gletscher an, deren äußerster etwa 1000 m vor dem Eisrand gelegen hätte. 1924 lag nach Niels Nielsen die äußerste Endmoräne, die nach ihm wohl dieselbe wie die von Sartorius von Waltershausen besuchte war, nur etwa 200 m vor dem Eisrande. Dieser muß also seitdem vorgerückt sein. Bei unserem Besuch, 1936, hatten sich die Verhältnisse noch nicht wesentlich geändert. Vielleicht war ein geringer Rückzug eingetreten.

Auch Niels Nielsen (1928, S. 35) schildert, wie durch die vorgelagerten Endmoränen die Schmelzwässer zu langgestreckten Seen aufgestaut werden (vgl. Abb. 52), die dann am tiefsten Punkte überlaufen. Der Überlauf erniedrigt sich gewöhnlich schnell, und als Spuren der Stauseen bleiben nur mehr oder weniger breite Leisten feinsandigen Schlammes übrig. Einzelne Wasserläufe treten auch erst weiter außerhalb im Sander in Form großer Quellen zutage, wie wir das ja auch von anderen Sandern kennen.

Unser weiterer Weg führte uns über die charakteristische Vulkangruppe der Kerlingarfjöll in das Gebiet des Kjalvegurs, der zwischen Hofs- und Langjökull verläuft (vgl. für dies Gebiet W. Oetting 1930 und 1930 a). An dem schon oft besuchten Hvitarvatn machten wir Station, um hier unsere vergleichenden Beobachtungen am Rande des letzten isländischen Inlandeises, des Langjökulls, zu vervollständigen. In den Hvitarvatn, der nach Oetting (1930 a, S. 54) das unter Wasser gesetzte Zungenbecken eines diluvialen Langjökull-Eisstromes ist, der in weiterem Umfang von Moränen umgeben wird, schiebt der Langjökull zwei „Schreitgletscher" herunter, die in den See kalben. Abbildung 56 zeigt den südlichen dieser beiden, der mit stattlicher Kalbungsfront abbricht.

Ein kräftiger Schmelzwasserbach, der seitlich vom Gletscher herunterkommt, schiebt ein Delta in den Hvitarvatn vor. Größer noch sind die Deltas, die die Flüsse (z. B. Fulaquisl) von Osten her in den Hvitarvatn vorschieben. Ähnliche Verhältnisse müssen wir während der großen nordischen Vereisungen (Elster- und Saale-Vereisung) am Rande der deutschen Mittelgebirge gehabt haben. Durch den vordringenden nordischen Gletscher wurden die vom Mittelgebirge herabkommenden Täler abgedämmt. Es entstanden Stauseen, in die die Mittelgebirgsflüsse von Süden, die Gletscherabflüsse von Norden her Deltas vorbauten. Beobachtungen dieser Art sind in Sachsen und Thüringen gemacht worden, aber bisher noch recht spärlich. Es bedarf hier noch genauerer Untersuchungen.

Die Reise vom Hvitarvatn zum Großen Geysir — heute schon im Auto möglich — bietet Gelegenheit zu mannigfachen Beobachtungen. Den Glazialmorphologen interessiert besonders die großartige Rundhöcker- und Gletscherschliff-Landschaft südöstlich des Langjökulls. Nach Knebel-Reck sollen die Schrammen vom Hofsjökull her stammen, wobei die Jarlhettur-Gruppe die

Eisscheide gegen den Langjökull gebildet hätte. Man kann diese Auffassung aber mit Oetting (1930 a, S. 53) bezweifeln.

Großartig, aber erschreckend, sind weiter die Wirkungen des Windes. In diesen Gebieten sind früher teilweise mächtige Löß-Flugsanddecken abgelagert worden. Heute werden sie zum großen Teil vom Winde wieder angegriffen und verweht. Meist geschieht das Abwehen in senkrechten Wänden (Abb. 57). Oben hält die Vegetation den Boden fest. Der Wind greift von unten her an, bis der durch die Vegetation verfestigte Oberboden unterhöhlt ist und abbricht. Es bleibt eine Steinsohle zurück, und die 2—3 m hohe Wand schreitet langsam weiter zurück. Manchmal bleiben pilzförmige Reste des Bodens für kurze Zeit stehen. W. Iwan (1935, S. 61) hat dargelegt, wie durch den Wind ganze Landstriche, besonders im Südwesten des Landes, veröden und so der Besiedlung entzogen werden.

Mit dem Eintreffen am Großen Geysir war unsere eigentliche Reise zu Ende. Von hier führt eine bequeme Autostraße nach Reykjavik zurück.

7. Zusammenfassung

Was die glazialgeologischen Ergebnisse anbelangt, so haben die vorliegenden Ausführungen wohl eins zur Genüge gezeigt: am Nordrand des Bruarjökulls, aber auch am Ost- und Südrand des Hofsjökulls haben wir Gebiete vor uns, die für Vergleichsbeobachtungen mit dem ehemals vergletscherten Norddeutschland hervorragend geeignet sind. Sie dürften zu den besten Gebieten dieser Art gehören, die sich überhaupt auf der Erdoberfläche finden lassen. Meine hier mitgeteilten Beobachtungen stellen nur eine erste vorläufige Rekognoszierung dar, die hoffentlich einmal durch länger dauernde eingehende Untersuchungen ergänzt werden kann.

8. Schriften

Askelsson, Johannes: Kvartärgeologische Studien von Island. I. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **56**, S. 596—618. 1934.

Erkes, Heinrich: Neuerforschtes Land im Innern Islands. — Deutsche Islandforsch., 1930, **2**. Breslau 1930.

Eythorsson, J.: On the present position of the glaciers in Iceland. — Soc. Sci. Islandica, **10**. Reykjavik 1931.

Gripp, Karl: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. Naturwiss., her. v. naturwiss. Ver. Hamburg, **22**, S. 145—249. Hamburg 1929.

Hance, James H.: The recent advance of Black Rapids Glacier, Alaska. — J. Geol., **45**, S. 775—783. 1937.

Iwan, Walter: Island. Studien zu einer Landeskunde. — Berl. Geograph. Arb., **7**. Stuttgart 1935.

— : Über Löß und Flugsand in Island. — Z. Ges. Erdk. Berlin, S. 177—194. 1937.

Keilhack, Konrad: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen. — Dies. Jb. für 1883, S. 159—176. Berlin 1884.

von Knebel, W. & Reck, Hans: Island. Eine naturwissenschaftliche Studie. — Stuttgart 1912.

Koch, J. P. & Wegener, A.: Die glaziologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition. — Meddel. Grönland, **46.** Kopenhagen 1911.

Leffingwell, E. de K.: The Canning River Region. — U. S. Geol. Surv., profess. Pap., **109.** Washington 1919.

Nielsen, Niels: Landskabet Syd-Öst for Hofsjökull i det indre Island. — Geogr. Tidsskr., **31,** S. 3—24. Kopenhagen 1928.

— : Vatnajökull. Kampen mellem Ild og Is. — Kopenhagen 1937.

Ötting, Wolfgang: Inselberge und Plateaus auf den Hochflächen Innerislands. — Mitt. geogr. Ges. München, **23.** München 1930.

— : Neue Forschungen im Gebiet zwischen Hofsjökull und Langjökull auf Island. — Deutsche Islandforsch. 1930, **2.** Breslau 1930. [1930 a.]

Penck, Albrecht: Europa zur letzten Eiszeit. — Länderk. Forsch., Festschr. Norbert Krebs, S. 222—237. Stuttgart 1936.

Reck, Hans: Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll mit den Einbruchskalderen der Askja und des Knebelsees, sowie dem Rudloffkrater in Zentralisland. — Anh. z. Abh. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl. Berlin 1910.

Sartorius von Waltershausen, Wilhelm: Physisch-geographische Skizze von Island mit besonderer Rücksicht auf vulkanische Erscheinungen. — Götting. Stud. Göttingen 1847.

Selzer, Georg: Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. — Geol. Rdsch., **27,** S. 275—293. 1936.

Soergel, W.: Diluviale Eiskeile. — Z. deutsch. geol. Ges., **88,** S. 223—247. 1936.

Spethmann, Hans: Der Nordrand des isländischen Inlandeises Vatnajökull. — Z. Gletscherk., **3,** 1908—1909, S. 36—43. Berlin 1909.

— : Forschungen am Vatnajökull auf Island und Studien über seine Bedeutung für die Vergletscherung Norddeutschlands. — Z. Ges. Erdk. Berlin, S. 414—433. 1912.

Thoroddsen, Th.: Island. Grundriss der Geographie und Geologie. — Petermanns Mitt., Erg.-Bd. **32,** H. 152 u. 153. Gotha 1906.

Trautz, Max: Die Kverkfjöll und die Kverkhnukaraner im Hochland von Island. — Z. Ges. Erdk. Berlin, S. 170—199. 1914.

Urschrift eingegangen am 14. Juli 1938

Druckauftrag erteilt am 23. März 1939.

Ergänzung zur nacheiszeitlichen Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide

Pollenanalyse eines kleinen Moores bei Grussendorf

Von Willi Selle, Visselhövede (Hann.)

Tafel 9

Im Anfang der moorkundlichen und pollenanalytischen Untersuchungen wurden vor allem die größeren Moore erforscht und die kleineren außer acht gelassen. Es ist das Verdienst Tüxen's, die Anregung zu Pollenanalysen von kleineren Mooren gegeben zu haben (Tüxen 1931). Im Auftrage der Provinzialstelle für Naturschutz habe ich auf Veranlassung von Herrn Dr. Tüxen aus dem Randgebiet der südlichen Lüneburger Heide an zahlreichen kleinen Mooren Pollenanalysen vorgenommen, die gute Ergebnisse gezeitigt haben und später veröffentlicht werden sollen. Ich werde auf diese Untersuchungen nur eingehen, soweit es sich um grundsätzliche Fragen handelt, die in Beziehung zu den hier beschriebenen Ergebnissen stehen. Da bei meinen Untersuchungen aus dem südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide die ältesten nacheiszeitlichen Schichten kaum erfaßt sind, diese aber in den letzten Jahren durch die Veröffentlichung von Firbas an Bedeutung gewannen, habe ich im letzten Jahre nach einem Moore gesucht, das möglichst klein sein und auch spätglaziale Schichten führen sollte, um den Beginn der Moorbildung in Norddeutschland festzustellen (Firbas 1934 a, b, c, 1935, 1936). Herr Bergrat Hausbrand, der die Spezialaufnahmen der Preuß. Geologischen Landesanstalt Berlin auf dem Blatt Ehra vorgenommen hat, machte mich auf einige kleine Moore bei Grussendorf aufmerksam, von denen eines allen Erwartungen entsprochen hat.

Etwa 1 km nordöstlich von Grussendorf (Meßtischblatt Ehra, Kreis Gifhorn) befinden sich diese kleinen, von Heide und Kiefern umgebenen Moore, von denen das am nächsten nach Grussendorf zu gelegene untersucht worden ist, wo der Acker, der wegen des sandigen, sterilen Bodens nur geringe Erträge bringt, fast das Moor erreicht. Es ist kreisrund und hat einen Durchmesser von etwa 30 m. Die Vegetation besteht hauptsächlich aus *Eriophorum vaginatum- Molinia coerulea*-Bulten, die eine Höhe von über 50 cm erreichen, und vereinzelt *Erica tetralix,* Becherflechten und *Calluna vulgaris* tragen. In den Schlenken befindet sich *Sphagnum cuspidatum* var. *falcatum,* das teilweise an den Bulten emporwächst. (Die Bestimmung der Sphagneen hat Herr Dr. Koppe, Bielefeld, ausgeführt, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.) Auf dem Moore finden nur einige kleine verkrüppelte

Kiefern ihr Fortkommen. Die Bulte bildenden *Molinia-Eriophorum*-Bestände lösen sich nach dem Rande zu auf und treten hier neben *Agrostis canina* zerstreut auf.

Das Moor weist trotz der Kleinheit eine Tiefe von 4,70 m auf und hat folgenden stratigraphischen Aufbau:

0,00—1,00 m *Sphagnum-(-Eriophorum)* Torf (Heidemoortorf): schwarzbraun, von 0,685—0,875 m feuchter Horizont mit braunem Torf; besonders bei 0,125 m und 0,625 m *Betula*-Holz und -Rinde; *Carex*-Wurzeln, Gramineen-Epidermis, *Eriophorum;* vereinzelt Ericaceen, *Sphg. papillosum* und *Sphg. medium.*

1,00—2,25 m *Sphagnum-Eriophorum*-Torf; 1,00—1,125 m schwarz, 1,125 bis 1,75 m braun, 1,75—2,25 m graubraun, vereinzelt *Betula*-Rinde, *Carex*-Wurzeln, Gramineen-Epidermis, *Eriophorum, Sphagnum* sp., *Heleopera picta.*

2,25—3,12 m *Carex-Eriophorum*-Torf: graubraun, 2,375—2,625 m feuchter Horizont; *Carex*-Wurzeln, *Carex*-Nüßchen, Gramineen-Epidermis, *Eriophorum, Sphagnum* sp., *Hypnum, Heleopera picta, Ditrema flavum,* wenig Mineralien.

3,12—3,40 m Sandige Tongyttja: grau, etwas *Hypnum, Myriophyllum, Pediastrum.*

3,40—3,95 m Sandiger Gyttja-Ton: graugrün, *Myriophyllum, Pediastrum,* 1 *Sphagnum*-Blattfetzen.

3,95—4,37 m Sandige Tongyttja: braungrau, *Sphagnum subsecundum,* Seerosen-Sternhaare und -Pollen.

4,37—4,70 m Sandiger Gyttja-Ton: graugrün bis hellgrau, vereinzelt *Pediastrum.*

Das kleine Becken war anfangs mit Wasser gefüllt, wie aus dem Auftreten von *Myriophyllum* und *Pediastrum* ersichtlich ist. Die untersten Schichten enthalten kaum organische Reste, aber bereits bei 4,37 m ist durch die dunkleren Ablagerungen zu erkennen, daß sie vorwiegend aus organogenen Bestandteilen zusammengesetzt sind. In dem Horizont von 3,95—4,37 m wirkt sich die Alleröd-Schwankung aus. Die Gyttja enthält teilweise ganze *Sphagnum*-Blätter und -Stiele, daneben in einzelnen Horizonten zahlreiche Seerosen-Sternhaare. Der alkalische Auszug ist tief dunkelbraun und unterscheidet sich auch in dieser Hinsicht von der sich darunter befindlichen Schicht, die einen gelbgrün-hellbraunen Laugenauszug aufweist. Ähnlich sind die Gegensätze bei den nächsten beiden Horizonten. Auffallend ist, daß von 3,12—3,40 m keine Seerosen-Sternhaare mehr auftreten. Der Grund hierfür wird in der fortgeschrittenen Verlandung des kleinen Beckens zu suchen sein. Seerosen-Sternhaare habe ich auch in anderen kleinen Mooren der Lüneburger Heide gefunden, wo sie oft vor dem Boreal auftreten. Die Pollen von *Myriophyllum alterniflorum* habe ich in denselben Schichten angetroffen; sie bleiben aber in der Häufigkeit weit hinter den Seerosen-Sternhaaren zurück. Der Schichtwechsel bei 3,40 m, der in den Beginn des eigentlichen Präboreals fällt (Firbas 1935), ist makroskopisch weniger gut zu erkennen als

mikroskopisch. Das Boreal dagegen bringt im Aufbau des Moores eine einschneidende Veränderung. Während vorher die Ablagerungen vorwiegend minerogen sind, beginnt jetzt die eigentliche Torfbildung. Diese scharfe Trennung kennzeichnet auch die Verlandung in den von mir untersuchten kleinen Mooren der Lüneburger Heide. In dem Grussendorfer Moor haben mit dem Beginn des Boreals bei 3,12 m die Ablagerungen fast den Wasserspiegel erreicht. Sehr wahrscheinlich wird durch das warme kontinentale Klima eine allgemeine Wasserspiegelsenkung stattgefunden haben. Anfangs enthalten die Torfe *Hypnum,* das später in der Torfbildung nicht mehr auftritt. Ich habe die Torfe von 0,00—1,00 m als Heidemoortorfe bezeichnet, um ihre oligotrophe bis mesotrophe Entstehung zum Ausdruck zu bringen, die viele Moore der Lüneburger Heide kennzeichnet. Reine Hochmoortorfe sind es nicht, da neben Sphagnaceen, Eriophorum usw. auch Seggen und Gramineen vorhanden sind. Der Torf ist außer den beiden angeführten Horizonten fest und unten besser zersetzt als oben (Kolumbe & Koppe 1933).

Die stratigraphischen Verhältnisse stehen mit den pollenanalytischen Ergebnissen im Gleichklang. Als der untere sandige Gyttja-Ton abgelagert wurde, hatte das Inlandeis bereits seinen Rückzug angetreten. Das Klima war jedoch noch so ungünstig, daß keine Wälder entstehen konnten. Im Pollenbilde sind Weide und Birke am stärksten vertreten. Die Nichtbaumpollen haben im Durchschnitt 121%, während die Baumpollen pro Präparat nur eine geringe Dichte aufweisen. Die unterste Diagrammlage besitzt außerdem 14% *Hippophaë*-Pollen. Diese Ergebnisse können gut mit den Diagrammen des Stellmoores und Meiendorfer Moores (Profil A) parallelisiert werden und dürften mit den Abschnitten 6,80—6,90 m in beiden Mooren (Schütrumpf 1935, 1936) gleichzusetzen sein. Daraus ist ersichtlich, daß der Beginn des Grussendorfer Moores in das Ende der Tundrazeit fällt. Die Nichtbaumpollenwerte betragen aus diesem Grunde nicht ein Vielfaches der Baumpollen, wie das in den Ablagerungen aus dem Höchststande der Tundrazeit der Fall ist. Die Gramineenpollen sind zahlreicher vertreten als die Cyperaceenpollen, da das Moor sehr klein ist und so den Pollenniederschlag der das Moor umgebenden Vegetation gut zum Ausdruck kommt. Das Verhältnis der Gramineen- und Cyperaceenpollen ist umgekehrt, wenn die Profile aus einem größeren Moore stammen. Firbas fand im Kolbermoor und der westpfälzischen Moorniederung über 1000% Cyperaceen-Pollen (Firbas 1935). Schütrumpf hat bereits darauf hingewiesen, daß hohe Cyperaceen-Pollen lokal zu werten und an Torfe gebunden sind (Schütrumpf 1936). Die Weiden- und Birkenpollen stammen von Strauchweiden und *Betula nana,* während die Kiefernpollen auf Ferntransport aus den südlich gelegenen Beständen des Kieferngürtels zurückzuführen sind, so daß wir während dieser Zeit noch keine Wälder annehmen dürfen (Firbas 1934 c, 1935).

In die Zeit der waldlosen Tundra fallen die vorgeschichtlichen Funde von Meiendorf, die der Magdalénien-Kultur angehören. Gripp datiert den Beginn des Meiendorfer Profils auf 18 000 v. Chr., so daß die kurz über dem Anfang der Ablagerungen sich befindenden prähistorischen Funde nur wenig jünger sein können. Gross hält sie für mehrere tausend Jahre jünger, da Ablagerungen aus der Nähe des Inlandeises keinen Blütenstaub höherer Landpflanzen führen (Gross 1937 c). Da das Grussendorfer Diagramm das Ende der *hippophaë*reichen Phase noch erfaßt, dürften sich diese Ablagerungen etwa um 13 000 v. Chr. gebildet haben.

Die Birkenwerte lagen bereits während der Tundren-Phase hoch, sie steigern sich aber während der nun folgenden Birkenzeit auf max. 75%. Dagegen sinken die Weiden- und Nichtbaumpollen-Kurven ab, und die Baumpollendichte pro Präparat nimmt zu, so daß wir auf eine beginnende Waldbildung schließen dürfen. Da die Nichtbaumpollenfrequenz im Durchschnitt noch 66,5% beträgt, war der Waldbestand nur locker. Die waldlose Tundra ist zur subarktischen Waldsteppe geworden. In die Tundra sind die baumförmigen Birken *Betula verrucosa* und *Betula pubescens* eingedrungen und haben die strauchartigen Weiden und *Betula nana* zurückgedrängt. Faegri hat versucht, durch variationsstatistische Untersuchungen die Beteiligung der Birkenarten während der spätglazialen Phasen nachzuweisen. Er fand, daß in der Tundrazeit *Betula nana* und *Betula tortuosa* vorherrschten, während in der Birkenzeit *Betula verrucosa* und *Betula pubescens* dominieren (Faegri 1935). Da aber durch die Arbeiten von Jaeschke und Firbas der Wert der variationsstatistischen Pollenuntersuchung zweifelhaft geworden ist, darf die Beweisführung Faegri's nur mit Vorsicht aufgenommen werden (Firbas 1935, Jaeschke 1935). Wichtiger dagegen sind die Funde der Früchte und Fruchtschuppen von *Betula verrucosa* und *Betula pubescens* im Stellmoor, Meiendorfer und Ulsnis-Moor, die uns zeigen, daß diese beiden Birkenarten wirklich in dieser Zeit vorhanden waren (Schütrumpf 1935, 1936; Schröder 1937).

Bei 4,37 m wird die Birkenkurve von der Kiefernkurve überschnitten, die bis 4 m ihre Dominanz behält. Daneben können wir noch andere Veränderungen im Pollenbilde feststellen: die Birkenwerte sind abgesunken und pendeln im Durchschnitt um 40%; außerdem hat die Weide beträchtlich eingebüßt, 6% bilden während dieses Abschnittes ihren höchsten Wert; auch die Nichtbaumpollen haben verloren und zeigen im Durchschnitt 66,5%. Dagegen hat sich die Baumpollenfrequenz beträchtlich erhöht. Maximal konnten 500 Baumpollen pro Präparat festgestellt werden, ihr Durchschnitt liegt bei 356,2%. Daraus ergibt sich, daß der Wald geschlossener geworden ist. Die subarktische Waldsteppe ist von einem lichten subarktischen Walde abgelöst worden, in dem Baumbirken (*Betula verrucosa* und *Betula pubescens*), Kiefern und Espen vergesellschaftet waren. Die Anwesenheit der Kiefer läßt sich schon durch ihre hohen Werte annehmen, ihre tatsächliche Anwesenheit ergibt sich aber erst aus ihren Spaltöffnungen, die in dem Moore angetroffen wurden. Im Stellmoor und Meiendorfer Moor bei Hamburg wurden von Schütrumpf außerdem *Pinus*-Zapfen in Schichten dieser Zeit gefunden (Schütrumpf 1935, 1936). Die Espe ist pollenanalytisch nicht nachweisbar, makroskopische Reste wurden aber von Schütrumpf in Ablagerungen dieses Zeitabschnittes nachgewiesen (Schütrumpf 1935, 1936). Die klimatische Besserung während dieser spätglazialen Phase ergibt sich aber nicht nur aus dem Pollenbilde, sondern auch aus dem stratigraphischen Aufbau des Moores. Die Ablagerungen sind dunkler, also viel reicher an organogenem Material und enthalten teilweise zahlreiche Seerosen-Sternhaare und *Sphagnum*reste (*Sphagnum subsecundum*). Das Wasser war demnach mit Seerosen bedeckt, die zur Blütezeit das Vegetationsbild bereicherten. Das Hangende bilden wiederum Ablagerungen aus einer kälteren Zeit, da der minerogene Anteil bei weitem überwiegt, so daß wir auf eine Wärmeoszillation innerhalb des Spätglazials schließen müssen. Dieselben Erscheinungen weisen spätglaziale Profile aus Norwegen (Faegri 1935), Schonen (Nilsson 1935), Dänemark (Iversen 1934, Jessen 1920, 1924, 1935 a, 1935 b), Holstein (Schütrumpf 1935, 1936; Tidelski

1929), Estland (Thomson 1935), und Ostpreußen (Gross 1937 a—c) auf. Es handelt sich um eine zweifellos synchrone Wärmeschwankung, die an vielen Stellen in Schonen und Dänemark nachgewiesene Alleröd-Oszillation, so daß auch die Wärmeoszillation im Grussendorfer Diagramm derselben Zeit zuzurechnen ist. Die regionalen Unterschiede sind bereits während dieser Zeit gut ausgeprägt. Während in Schonen und Dänemark die Birke nicht nur im Alleröd, sondern auch im ganzen Spätglazial dominiert, gewinnt im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide im Alleröd die Kiefer die Vorherrschaft. In Ostpreußen liegen die Kiefernwerte während des Spätglazials über denen der Birke. Dadurch wird die klimatische Übergangsstellung des südöstlichen Randgebiets der Lüneburger Heide auch für das Spätglazial bestätigt. Ähnlich liegen die Verhältnisse in dem von Schütrumpf untersuchten Gebiete, das „die Brücke zu dem natürlichen Verbreitungsgebiet der Kiefer" darstellt (Schütrumpf 1936, S. 27) und dem Gebiete östlich der Weser nahekommt. Ich wies schon in meiner ersten Arbeit über das südöstliche Randgebiet der Lüneburger Heide auf die regionale Gleichstellung der Gifhorner Gegend mit dem Gebiete östlich der Weser hin (Selle 1936). Bemerkenswert ist noch das sporadische Vorkommen von *Quercus, Ulmus, Alnus* und *Corylus* während des Alleröds im Grussendorfer Diagramm. Eine Verschleppung durch den Moorbohrer halte ich für sehr unwahrscheinlich, da die Proben sorgfältig genommen sind und die Pollen der wärmeliebenden Bäume außerdem auf das Interstadial beschränkt bleiben. Bei einer vorsichtigen Probeentnahme ergibt der schwedische Kammerbohrer brauchbare Ergebnisse. Es muß nur darauf geachtet werden, daß der Einstich öfter gewechselt wird, weil das Grundwasser schnell in den Bohrlöchern emporsteigt und dann in die Kammer eindringt. Außerdem darf nur der Kern genommen werden, da in dem außen liegenden Material trotz größter Vorsicht immer kleine Verunreinigungen vorkommen. Die Pollen der wärmeliebenden Bäume während des Alleröds werden m. E. durch Ferntransport ins Moor gelangt sein. Da die Alleröd-Oszillation in Mooren aus einem großen Gebiete zum Ausdruck kommt (Gross 1937 c), wird die Besserung des Klimas so bedeutend gewesen sein, daß die wärmeliebenden Bäume aus ihren Refugien vorstoßen konnten (vgl. auch Schütrumpf 1935, S. 235). Sie wurden aber wieder zurückgedrängt, als eine Klimadepression eintrat, die wir im Pollenbilde und im stratigraphischen Aufbau gut erkennen können. Diese Klimaverschlechterung wird mit der Bildung der finiglazialen Endmoräne zusammenhängen, so daß das Alleröd unmittelbar vor diese Zeit fällt (Gams 1929, 1935; Gross 1934, 1937; Jessen 1926; Woldstedt 1929; Thomson 1931, 1935). Nilsson fand in Schonen den Anschluß an die Eiszeit und datiert das Alleröd auf 9800—8600 v. Chr. (Nilsson 1935). Schütrumpf konnte Funde der Ahrensburger Stufe aus dem Stellmoor bei Hamburg pollenanalytisch erfassen und feststellen, daß sie in die Zeit kurz nach dem Alleröd gehören (Schütrumpf 1935). In Ostpreußen hielt sich die Lyngbykultur länger, wie die pollenanalytischen Untersuchungen einer Rengeweihhacke von Mitteldorf zeigen, die von Gross in den Übergang von der *Yoldia-* zur *Ancylus*-Zeit — also etwa um 7000 v. Chr. — datiert wird. Während der Birken-Kiefernzeit verliert die Kiefer zunächst wieder, die Birke und Weide dagegen gewinnen. Allerdings erreichen sie nicht die Werte, die sie während der ersten Zeit gehabt haben. Ähnlich

verhalten sich die Nichtbaumpollen, die ebenfalls wieder einen höheren Prozentsatz erreichen, ohne aber ihren Stand aus den unteren Schichten zu gewinnen. Unter den Nichtbaumpollen treten die Ericaceen häufiger auf, von denen am stärksten *Empetrum nigrum* vorhanden ist. Die Abnahme der Baumpollendichte fügt sich in das Bild gut ein, so daß wir eine erneute Auflockerung der Walddecke annehmen dürfen. Strauchweiden, *Betula nana* und Baumbirken, wohl auch Espen beherrschen die subarktische Waldsteppe, deren Bodenvegetation u. a. *Empetrum nigrum, Selaginella selaginoides* und Gräser bilden. In der zweiten Hälfte dieser Phase dringt sehr wahrscheinlich die Kiefer erneut vor, da ihre Kurve mehrfach die der Birke überschneidet. Es darf dabei aber auch nicht außer Betracht gelassen werden, daß durch Auflockerung des Waldes und dem damit verbundenen erhöhten Ferntransport des Kiefernpollens ebenfalls eine Überschneidung der Birkenkurve hervorgerufen werden kann. Diese Erscheinung finden wir in Norddeutschland allgemein verbreitet, so daß der Versuch naheliegt, die einzelnen Kieferngipfel zu synchronisieren (Freesenburgsmoor: Schubert 1933, Huxfeld II: Overbeck 1931, Tidelski 1929, Schröder 1937, Schütrumpf 1935, 1936). Da aber die Anzahl der Überschneidungen recht unterschiedlich ist, kann im Augenblick kein Vergleich gezogen werden. Die Probendichte allein wird nicht ausschlaggebend sein, wie das Lupendiagramm von Ulsnis zeigt, in dem nur zwei Kiefergipfel vorhanden sind. Da Ulsnis dem Birkengebiet sehr naheliegt, wird sich die geringe Anzahl der Überschneidungen hieraus erklären, so daß neben der Probendichte auch der regionale Unterschied berücksichtigt werden muß. Wir werden erst dann zu greifbaren Ergebnissen kommen, wenn aus den verschiedenen Gebieten geschlossene Diagramme vorliegen (Begriff der geschlossenen und offenen Diagramme nach Firbas 1935, S. 5).

Außer den genannten Pollen ist nur der von *Picea* vorhanden, der bereits bei 4,58 m mit 1% vertreten war. Auch in anderen von mir untersuchten Mooren der Lüneburger Heide, die noch nicht veröffentlicht sind, kommt die Fichte während des Spätglazials sporadisch vor. Im Profil von Meiendorf und Stellmoor tritt die Fichte ebenfalls sporadisch auf, während Schmitz und Schubert in einigen präborealen Schichten eine geschlossene *Picea*-Kurve feststellen konnten (Overbeck & Schmitz 1931, Schubert 1933) und darum zu der Ansicht kamen, daß die Fichte ein versprengtes Vorkommen im Präboreal Nordwestdeutschlands hatte. Firbas hält das präboreale Auftreten des Fichtenpollens in Norddeutschland für eine „späte und selbständige Erscheinung des Spätglazials", die nicht gegen ihr Fehlen in der subarktischen Waldzeit spricht (Firbas 1935, S. 44). Das sporadische Auftreten des Fichtenpollens in Mooren der Lüneburger Heide spricht gegen ein versprengtes Vorkommen während der subarktischen Waldentwicklung. Wenn die Fichte bei uns im Spätglazial vorhanden gewesen wäre, so müßten ihre Pollenwerte in den Alleröd-Schichten besonders hoch sein, was aber nicht der Fall ist. Das regelmäßige Vorkommen von *Picea*-Pollen in tonigen Ablagerungen deutet auf sekundäre Pollenzufuhr (Iversen 1936).

Die Ablagerungen werden bei 3,40 m dunkler und reicher an organischer Substanz. Damit verbunden ist ein steiler Birkengipfel und ein Absinken der Kiefernkurve. Die Baumpollendichte steigt auf 170 im Durchschnitt, die Nichtbaumpollenwerte dagegen, unter ihnen vor allem *Empetrum*, nehmen ab. Das Klima muß sich gebessert haben, so daß lichte Birkenwälder entstehen und organogene Ablagerungen sich bilden konnten. Mehrfach treten quercoide

Pollen auf, die unter *Varia* notiert wurden, da eine sichere Bestimmung als *Quercus*pollen nicht möglich war. Den Birkengipfel vor der Ausbreitung der Kiefer und Hasel während des Boreals finden wir in Schonen (Nilsson 1935), Dänemark (Jessen 1920, 1924, 1935 a, 1935 b, Iversen 1934), Schleswig-Holstein (Tidelski 1929, Schröder 1937, Schütrumpf 1935, 1936) und Ostpreußen (Gross 1937), so daß er auf eine gemeinsame Ursache zurückgeführt und synchron sein muß. In allen diesen Profilabschnitten sinken die Nichtbaumpollenwerte, erhöht sich die Baumpollenfrequenz, die *Betula*-kurve steigt an, die wärmeliebenden Bäume treten sporadisch auf und ein stratigraphischer Wechsel von tonigen oder sandigen Schichten zu überwiegend oder ganz organogenen findet statt. Im Grussendorfer Diagramm ist dieser Schichtwechsel makroskopisch nicht mehr deutlich zu erkennen, aber mikroskopisch konnte er gut festgestellt werden. Diese Veränderungen lassen sich nur auf eine Besserung des Klimas zurückführen, so daß wir wegen der gemeinsamen Ursache und den damit verbundenen Veränderungen die untere Grenze des *Betula*-Anstiegs als wichtigen Leithorizont annehmen können, wie es von den Schweden, Dänen und Gross geschehen ist, die hier die Trennung des Spätglazials vom Postglazial vorgenommen haben. In Schonen wurde diese Grenze zwischen den waldgeschichtlichen Abschnitten IX und X gezogen, bei Gross finden wir sie zwischen III und IV, und im Grussendorfer Diagramm liegt sie zwischen IVb und V. Alle diese Horizonte sind als synchron zu betrachten. Diese Klimabesserung verursachte das rasche Abschmelzen des Inlandeises von den finiglazialen Endmoränen, die etwa um 8100 v. Chr. ihren Rückzug antraten (de Geer 1934, Sauramo 1934).

Die Birkenzeit wird abgelöst von der borealen Kiefernzeit, die im Grussendorfer Moor ebenfalls mit einem stratigraphischen Schichtwechsel verbunden ist; die eigentliche Torfbildung nimmt hier ihren Anfang. In den von mir untersuchten Profilen aus kleinen Mooren der Lüneburger Heide ist dieser Wechsel sehr scharf zu erkennen und fällt immer in den beginnenden Kiefernanstieg, so daß dieser Horizont für diese Moore synchron ist. Die Ablagerungen unterhalb dieses Horizontes sind trotz der während der letzten Birkenzeit stattgefundenen Veränderungen mehr oder weniger sandig, oberhalb dagegen finden sich Torfe mit keinen oder nur geringen minerogenen Beimengungen. Eine Gesetzmäßigkeit auf große Gebiete, wie sie der Leithorizont zwischen dem Spät- und Postglazial besitzt, scheint hier nicht vorhanden zu sein. Im Stellmoor und Meiendorfer Moor setzt mit der beginnenden borealen Kiefernzeit ebenfalls erst die eigentliche Torfbildung ein. Das Edesser Moor zeigt denselben Wechsel bei 11,55 m; im Liegenden befinden sich Mudden mit größeren minerogenen Beimengungen, und im Hangenden treten fast reine organogene Mudden auf. Das Pollenbild verändert sich ebenfalls grundlegend. Die Baumpollenfrequenz erhöht sich, die Nichtbaumpollenwerte sinken endgültig ab, *Empetrum nigrum* verschwindet ganz aus dem Vegetationsbilde und tritt erst wieder am Ende des Atlantikums vereinzelt auf, und die wärmeliebenden Bäume erscheinen. Die Baumpollen- und die Nichtbaumpollenfrequenz zeigen, daß jetzt geschlossene Wälder herrschen. Die Waldbildung begann bereits im Spätglazial, als die waldlose Tundra von der subarktischen Waldsteppe abgelöst wurde, die später

den lichten Birken- und Birken-Kiefernwäldern weichen mußte, so daß für die Steppenheide-Theorie Gradmann's keine Beweise vorliegen (Firbas 1934 a, 1935). Im Anfang des Boreals gab die Birke ihre Vorherrschaft an die Kiefer ab und erreicht mit dem Atlantikum ihre Durchschnittswerte, die etwa bei 10% liegen. Die höheren Werte bei 0,625 m und 0,125 m sind auf Birkenbestände des Moores selbst zurückzuführen, wie aus den makroskopischen Funden hervorgeht. Von den wärmeliebenden Bäumen erreichen die Erle und Hasel ihre zusammenhängende Kurve, während die Eiche, Ulme und Linde erst in der borealen Haselzeit ihre empirische Pollengrenze haben. Die Weidenkurve endigt zum Beginn des Boreals; später erscheint die Weide nur sporadisch. Von den wärmeliebenden Bäumen steigen die Haselwerte plötzlich steil an. Während sie bei 2,875 m 11% besitzt, gipfelt sie bereits bei 2,625 m mit 83,3%. In allen normalen Diagrammen kulminiert zuerst die Kiefer und dann die Hasel, so daß wir das Boreal in eine Kiefern- und eine Haselzeit gliedern können. Durch meine Untersuchungen von vielen kleinen Mooren aus der Lüneburger Heide habe ich feststellen können, daß für die recht unterschiedlichen Haselwerte im nordwestdeutschen Flachlande nicht die edaphischen Verhältnisse der die Moore umgebenden Böden ausschlaggebend sind, sondern daß die Moore selbst die Haselkurve beeinflussen. Der Pollenregen der Moorgehölze beeinflußt die Haselpollenfrequenz außerordentlich stark, so daß sie entweder herabgedrückt wird oder bei Haselbrüchen emporschnellt. Der Vergleich mit Diagrammen von Profilen, in denen die *ancyclus*zeitlichen Schichten Süßwasserbildungen sind, zeigt das deutlich. Darum kommt man zu Fehlschlüssen, wenn man nur die Haselwerte in Betracht zieht, ohne die Torfe zu beachten. Ein gutes Beispiel bietet das Gifhorner und Grussendorfer Moor, die nur 6 km auseinanderliegen und sehr verschiedene Haselwerte besitzen. Die edaphischen Verhältnisse der Moorumgebung können hierfür nicht verantwortlich sein, da beide Moore der diluvialen Hochfläche angehören. Ausschlaggebend waren vielmehr die Torfe der Haselzeit, die im Gifhorner Moor Buchenwaldablagerungen und im Grussendorfer Moor oligotrophe-mesotrophe Bildungen sind. Der Pollenregen der Moorgehölze hat im Großen Moor die boreale Haselausbreitung, die bei 3,65—3,40 m (Diagramm 1) zum Ausdruck kommen mußte, vollkommen unterdrückt, so daß der Kieferngipfel bei 3,90 m im Diagramm 1 nicht dem Präboreal, sondern dem Boreal, und die zweite Birkenzeit der borealen Haselzeit angehört. Die Moorbildung im Gifhorner Moor beginnt demnach während der Birkenzeit vor der borealen Kiefern- und Haselausbreitung, muß also auf etwa 8100 v. Chr. datiert werden. Da die Diagramme vom Hestenmoor, Vogelmoor, der Zuschneide und dem Quellmoor auf das Gifhorner Diagramm bezogen sind (Selle 1935), muß ihr Beginn ins Atlantikum verlegt werden. Durch die Pollen der Bruchwaldbestände können die Kiefernwerte ebenfalls herabgedrückt werden. Zum Beweise sollen einige Werte der Hasel und Kiefer aus zum großen Teile unveröffentlichten Untersuchungen herangezogen werden, die sämtlich aus kleinen und kleinsten Mooren stammen. Die Moore haben oft nur einen Durchmesser von 20 bis 40 m, und trotzdem sind die Hasel- und teilweise auch die Kiefernwerte recht unterschiedlich. Da die Bodenverhältnisse sich annähernd gleichen, können diese für die Schwankungen nicht verantwortlich sein. Die niedrigen Hasel- und Kiefernwerte sind ausnahmslos an Bruchwaldbildungen gebunden, so daß wir daraus schließen dürfen, daß die Baumbestände der

Moore das Pollenbild stark beeinflussen, und die in geringer Entfernung sich befindenden Bäume der mineralischen Böden nur gering zum Ausdruck kommen.

Holzfreie Moore (oligotrophe bis mesotrophe Moorbildungen):

	Hasel %	Kiefer %
Wiekenberg	118,0	76,0
Wiekenberg-Elze	92,0	70,0
Eitze	90,0	73,0
Bullenteich	85,3	74,0
Grussendorf	83,3	70,0
Hohne	78,0	66,0
Beinhorn	72,7	66,7
Behningen	66,0	73,0
Bruchwaldmoore:		
Ebbingen	48,7	78,7
Eickeloh	46,7	78,7
Gockenholz	32,7	39,3
Woltem	28,7	38,7
Oldendorf	18,7	78,7
Hägener Bruch	13,3	50,4

Die Werte der Hasel schwanken zwischen 70 bis 120%, die Kiefernwerte dagegen sind konstanter und pendeln um 70%. Die größere Veränderlichkeit der Haselbeteiligung im Pollenbilde dürfte darauf zurückzuführen sein, daß die Hasel nicht nur eigene Bestände bildete, sondern auch als Unterholz verbreitet war.

Während der Haselzeit beginnt die Massenausbreitung der wärmeliebenden Bäume. Die Erle erreicht ausgangs dieser Phase bereits 27,3% und der Eichenmischwald 22%. Von den Komponenten des Eichenmischwaldes ist zuerst die Ulme stark vertreten, die Linde und Eiche dagegen erreichen erst im Atlantikum ihre größte Ausbreitung. Die Artefakte, die in Ablagerungen des Boreals gefunden wurden, gehören der Maglemose-Mullerup-Periode und dem Tardenoisien an, so daß die Kiefern-Haselzeit mit dem mittleren Mesolithikum zusammenfällt (Thomsen 1929, Godwin 1933, Clark 1932).

Mit dem Beginn des Atlantikums sinken die Hasel- und Kiefernkurve stark ab, während die Erle und der Eichenmischwald gewinnen. Die Überschneidung der Kiefernkurve durch die Erlenkurve am Anfang des Atlantikums finden wir in vielen Diagrammen, wodurch die starke Zunahme der Erle gekennzeichnet wird. Ulme und Linde haben im ersten Drittel der atlantischen Phase einen starken Anteil am Eichenmischwald, jedoch ist die Ulme stärker vertreten als die Linde, die erst bei 1,50 m die Ulme zu überflügeln vermag. Die Eiche hat bei 1,75 m bereits stark zugenommen und kulminiert bei 1,25 m mit 23,3%. Ulme und Linde dagegen verlieren, so daß die Eiche jetzt den größten Anteil am Eichenmischwalde besitzt. Während die Eiche bei 0,875 m 26,4% erreicht, sind die Ulme und Linde nur noch

mit geringen Prozenten vertreten. Schubert war es möglich, diesen Zeitabschnitt mit Hilfe eines Steindolches dem Vollneolithikum zuzuordnen. Dieser Diagrammabschnitt ist gekennzeichnet durch die zweite Eichenmischwaldkulmination und die Abnahme von *Tilia*. Zeitlich fällt er nach Schubert um 3000 v. Chr. (Schubert 1933). Nach einer freundlichen, brieflichen Mitteilung datiert Herr Gross, dem ich auch an dieser Stelle für seine freundliche Unterstützung herzlichst danken möchte, auf Grund neuer Untersuchungen von Profilen mit Kulturschichten (Neolithikum) den *Quercus*-Pollengipfel (Zonengrenze VII/VIII Gross) etwa auf 2300 v. Chr. Dieser waldgeschichtliche Abschnitt erhält durch die Einwanderung der Buche, deren zusammenhängende Kurve hier beginnt, und durch den zweiten postglazialen Rückgang der Kiefer eine erhöhte Bedeutung. Nach dem ersten Absinken der Kiefernkurve am Anfang des Atlantikums pendeln die Kiefernwerte um 30%, während sie in der letzten Phase des Atlantikums bei 20% liegen. Der dritte Kiefernrückgang fällt mit dem Beginn der Buchenzeit zusammen, wo ihre Werte im Durchschnitt unter 10% sinken. Die Abnahme der Kiefer um 2300 v. Chr. habe ich auch in den von mir untersuchten Diagrammen der Lüneburger Heide gefunden. Dem regionalen Unterschiede entsprechend sinken hier die Kiefernwerte unter 10%. Die Fichte hat ihre empirische Pollengrenze im Atlantikum, so daß sie während dieser Zeit unser Gebiet erreicht hat. Da in meiner ersten Arbeit über die waldgeschichtlichen Verhältnisse des Atlantikums ausführlich berichtet wurde, braucht hier nicht weiter dazu Stellung genommen werden. Durch die dichteren Probenabstände war es aber möglich, die nacheiszeitliche Waldentwicklung besser zu unterteilen. Die Nichtbaumpollenfrequenz ist vom Boreal bis zum Ende der Moorbildung gering, so daß der das Moor umgebende Wald geschlossen gewesen sein muß. Heute tritt die Heide, die mit Kiefern durchsetzt ist, bis an das Moor heran. Die Pollen von *Calluna vulgaris* konnten während der gesamten postglazialen Ablagerungen in geringer Zahl festgestellt werden. Ihre höchsten Werte betragen 12% und ihr Durchschnitt liegt zwischen 5—9%. Da die Heiden des Moores als Pollenspender in Betracht gezogen werden müssen, kann *Calluna*-Heide kaum bis zum Ende des Grussendorfer Diagramms auf dem mineralischen Boden vorhanden gewesen sein. *Empetrum nigrum* tritt nach 2300 v. Chr. in geringen Mengen wieder auf, was eine Folge der zunehmenden Klimaverschlechterung sein dürfte, deren Auswirkungen wir in den oberen Diagrammabschnitten feststellen können.

Die Hasel befindet sich im Rückzug und sinkt im letzten Horizont unter 10%, die Fichtenkurve, die 10% nie überschritten hat, wie in dem Gifhorner Diagramm ebenfalls festgestellt werden konnte, sinkt ab, und die Buche ist im Anstieg begriffen. Diese Merkmale sind für die Bildungszeit des Grenztorfes typisch, der zum Beginn der Buchenzeit entstand und auf etwa 500 v. Chr. datiert wird. Der Grenzhorizont in den Mooren aus dem südöstlichsten Randgebiet der Lüneburger Heide ist mit der Rekurrenzfläche Ry III identisch, und die Brandlage im Gifhorner Großen Moore kann evtl. mit Ry V parallelisiert werden. Die Bildungszeit von Ry V datiert Granlund auf 2300 v. Chr. (Granlund 1932). In beiden Gifhorner Diagrammen (1 u. 3) fällt die Brandlage mit der empirischen Pollengrenze der Buche und dem zweiten Rückzug der Kiefer zusammen, so daß die Brandlage vermutlich um 2300 v. Chr. entstand, und es demnach möglich ist, daß die Brandlage Ry V darstellt.

Über die Entstehung der kreisrunden Vertiefung, die in der Nacheiszeit durch Morbildungen ausgefüllt wurde, läßt sich nichts Genaues sagen. Da Grussendorf außerhalb des von weichsel-eiszeitlichen Gletschern überschrittenen Gebietes liegt, ist eine Söllbildung über Toteis unwahrscheinlich. Eine bessere Erklärung bietet ein Erdfall, der durch Auslaugung eines Salzstockes entstanden ist. Auf Grussendorf zu streicht zwar ein Salzstock, aber bislang sind hier keine Bohrungen niedergebracht, so daß wir nicht nachweisen können, ob der Salzstock sich bis Grussendorf erstreckt.

Zusammenfassung

1. Die nacheiszeitliche Waldentwicklung des südöstlichen Randgebietes der Lüneburger Heide konnte verbessert und ergänzt werden, so daß wir folgende waldgeschichtliche Zeiten unterscheiden können:

I. Waldlose Tundrenzeit:

4,66—4,58 m, Gotiglazial, Magdalénien-Kultur (Meiendorfer Stufe), etwa 13 000 bis 12 000 v. Chr.

II. Birkenzeit:

4,58—4,37 m, mittleres Gotiglazial, etwa 12 000 bis 10 000 v. Chr.

III. Kiefernzeit der Alleröd-Schwankung:

4,37—3,95 m, etwa 10 000 bis 8500 v. Chr.

IV. Kiefern-Birkenzeit:

3,95—3,40 m, etwa 8500 bis 8100 v. Chr., Finiglazial

a) Birkenstufe: 3,95—3,65 m, etwa 8500 bis 8300 v. Chr., Lyngby-Kultur, Ahrensburger Stufe,
b) Kiefern-Birkenstufe: 3,65—3,40 m, etwa 8300 bis 8100 v. Chr.

V. Birkenzeit:

3,40—3,12 m, etwa 8100 bis 7600 v. Chr.

VI. Kiefern-Haselzeit:

3,12—2,25 m, etwa 7600 bis 5500 v. Chr., Maglemose-Mullerup-Kultur, Tardenoisien, mittleres Mesolithikum, boreal

a) Kiefernzeit: 3,12—2,625 m, etwa 7600 bis 6300 v. Chr.
b) Haselzeit: 2,625—2,25 m, etwa 6300 bis 5500 v. Chr.

VII. Eichenmischwald-Haselzeit:

2,25—0,125 m, etwa 5500 bis 500 v. Chr., atlantisch, Neolithikum, Bronzezeit

a) Eichenmischwald-Haselzeit mit starkem Anteil von Ulme und Linde: 2,25—1,50 m, etwa 5500 bis 4000 v. Chr.
b) Eichenmischwald-Haselzeit mit abnehmender Beteiligung von Ulme und Linde: 1,50—0,875 m, etwa 4000 bis 2300 v. Chr.
c) Eichenmischwald-Haselzeit mit geringer Beteiligung von Ulme und Linde: 0,875—0,125 m, etwa 2300 bis 500 v. Chr.

VIII. Buchenzeit:

(Selle 1936) 500 v. Chr. bis heute

a) Anfang der Buchenausbreitung: etwa 500 v. Chr. bis 300 nach Chr.

b) Blütezeit der Buchenwälder: etwa 300 bis 1000 n. Chr.

c) Kulturzeit: etwa 1000 n. Chr. bis heute.

2. Die Alleröd-Schwankung tritt im Grusendorfer Profil und Diagramm deutlich hervor, so daß wir sie mit gleichaltrigen Ablagerungen aus Norwegen, Schweden, Dänemark, Ostpreußen und Schleswig-Holstein in Beziehung setzen können.

3. Die Grenze zwischen dem Spät- und Postglazial wurde zwischen den waldgeschichtlichen Phasen IV/V gefunden, so daß wir diesen Abschnitt mit der Zonengrenze III/IV nach Gross, III/IV nach Jessen und IX/X nach Nilsson parallelisieren können.

4. Durch das Verhalten der Kiefer und Birke konnte festgestellt werden, daß auch im Spätglazial das südöstliche Randgebiet der Lüneburger Heide ein klimatisches Übergangsgebiet war.

Schriften

Brinkmann, P.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. III. Das Gebiet der Jade. — Bot. Jb., **66**, H. 4. 1934.

Clark, G., Godwin, H. M. E. & Macfadyn: Report on an early Bronze age site in the south-eastern Fens. — Antiqu. J. London, **13**, Nr. 2. April 1933.

Ernst, O.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. IV. Untersuchungen in Nordfriesland. — Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **20**, 2. Kiel 1934.

Faegri, K.: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. I. Über zwei präboreale Klimaschwankungen im südwestlichsten Teil. — Bergner Mus., Årb., naturwid. R., Nr. 8. 1935.

Firbas, F.: Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Fachgr. VI, Biol., N. F. **1**, Nr. 4. 1934. [1934 a.]

— : Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Rheinpfalz. — Beih. bot. Cbl., **52**, B. 1934. [1934 b.]

— : Über die Bestimmung der Walddichte und Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. — Planta, **22**, 1. H. 1934. [1934 c.]

— : Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. — Biblioth. bot., H. **112**. Stuttgart 1935.

— : Stand und Darstellung der spät- und nacheiszeitlichen Waldgeschichte Deutschlands. — Forsch. u. Fortschr., **12**, Nr. 31. 1936.

Firbas, F. & H.: Zur Frage der größenstatistischen Pollendiagnose. — Beih. bot. Cbl., **54**, Abt. 13. 1935.

Gagel, C.: Die Dryastone und die postglazialen Schichten vom Kaiser-Wilhelm-Kanal. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, T. II. Berlin 1916.

Gams, H.: Die Geschichte der Ostsee. — Int. Rev. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr., **22**, H. 3—4. 1929.

— : Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. — Eclog. geol. Helvet., **28**, Nr. 1. 1935.

Gradmann, R.: Beziehungen zwischen Pflanzengeographie und Siedlungsgeschichte. — Geogr. Z., **12**. 1906.

— : Die Steppenheidetheorie. — Geogr. Z. 1933.

Grahmann, R.: Über neue Beiträge zur Erforschung der Urlandschaften Mitteleuropas. — Geogr. Z., **42**, H. 2. Leipzig 1936.

Granlund, E.: De Svenska Högmossarnas Geologi. — Sver. geol. Unders., Årsb., 1932, Nr. 1. Stockholm 1932.

Gross, H.: Zur Entwicklungsgeschichte des Fichtenanteils der Rominter Heide. — Silva, **23**, Nr. 1 u. 2. 1934.

— : Die Steppenheidetheorie und vorgeschichtliche Besiedlung Ostpreußens. — Altpreußen, H. 2—4. 1936.

— : Der erste sichere Fund eines paläolithischen Geräts in Ostpreußen. — Mannus, **29**, H. 1. 1937. [1937 a.]

— : Pollenanalytische Altersbestimmung einer ostpreußischen Lyngby-Hacke und das absolute Alter der Lyngby-Kultur. — Ebenda, **29**, H. 1. 1937. [1937 b.]

— : Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. — Beih. bot. Cbl., **57**, B. 1937. [1937 c.]

Hein, L.: Die polare Waldgrenze in Europa. — Beih. bot. Cbl., **49**, II. 1932.

Hyyppä, E.: Das Klima und die Wälder der spätglazialen Zeit im Bereich der Karelischen Landenge. — Acta Forestal. Fenn., **29**, 3. 1933.

— : Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. — C. R. Soc. géol. Finlande, Nr. IX. 1936.

Jaeschke, J.: Zur Frage der Artdiagnose der *Pinus silvestris, Pinus montana* und *Pinus cembra* durch variationsstatische Pollenmessungen. — Beitr. bot. Cbl., **52**, B. 1935.

Jessen, K.: Moseundersogelser i det nordostlige Sjaelland. — Danm. geol. Unders., II. R., Nr. 34. 1920.

— : Et Bjornefund i Allerodgyjte. — Meddel. Dansk geol. Formen., **6**. 1924.

— : Det förhistoriska Europas naturförhallanden. — Förhist. tiderna Europa, I. Leipzig—Stockholm 1926.

Jessen, K.: Archaeological dating in the history of North Jutland's vegetation. — Acta archaeol., **5**, Fasc. 3. Kopenhagen 1935. [1935 a.]

— : The composition of the Forests in Northern Europa in epipalaeolithic time. — K. dansk. Videnskap. Selsk. biol. Meddel., **12**, 1. Kopenhagen 1935. [1935 b.]

Iversen, J.: Fund af Vildhest (Equus caballus) fra Overgangen mellem Sen-og-Postglazial-tid i Danmark. — Danm. geol. Unders., IV. R., **2**, Nr. 13. 1934.

— : Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. — Ebenda, IV. R., **2**, Nr. 15. 1936.

Kolumbe, E. & Koppe, Fr.: Pollenanalytische Untersuchungen an zwei Heidemooren. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 546—552. Berlin 1934.

Nilsson, T.: Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **57**, H. 3. 1935.

Overbeck, F. & Schmitz, H.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. I. Das Gebiet von der Niederweser bis zur unteren Ems. — Mitt. Provinzialstelle Natursch. Hannover, H. 3. 1931.

Sauramo, M.: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. — Vorl. Mitt. Bull. Comm. géol. Finlande, Nr. 104. 1934.

Schröder, D.: Zur Waldentwicklung im Schleswiger Jungmoränengebiet. II. (Präboreal). — Jb. Moork., **24**. 1937.

Schubert, E.: Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. II. Das Gebiet an der Oste und Niederelbe. — Mitt. Provinzialstelle Natursch. Hannover. 1933.

Schütrumpf, R.: Pollenanalytische Untersuchungen der Magdalenien- und Lyngby-Kulturschichten der Grabung Stellmoor. — Nachr.-Bl. deutsch. Vorzeit, H. 11, S. 231—238. 1935.

— : Paläontologisch-pollenanalytische Untersuchungen der paläolitischen Renntierjägerfundstätte von Meiendorf bei Hamburg. — Archäol. Reichsinst., **1**. 1936.

Selle, W.: Der Bullenteich. — 23. Jber. Ver. Naturwiss. Braunschweig 1935. [1935 a.]

— : Das Werden des Eddesser Moores. — Ebenda. 1935. [1935 b.]

— : Die nacheiszeitliche Wald- und Moorentwicklung im südöstlichen Randgebiet der Lüneburger Heide. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56**, S. 371 bis 421. Berlin 1936.

Thomsen, P. W.: Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. — Acta et commentat. Univ. Tartuensis, A XVII. 1929.

— : Beitrag zur Stratigraphie der Moore und zur Waldgeschichte Südwestlitauens. — Geol. Fören. i Stockholm Förh., **53**, H. 3. 1931.

— : Vorläufige Mitteilung über die spätglaziale Waldgeschichte Estlands. — Ebenda, **57**, H. 1. 1935.

Tidelski, F.: Untersuchungen über spät- und postglaziale Ablagerungen in Becken der kuppigen Grundmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins. — Arch. Hydrobiol., **20.** 1929.

Tüxen, R.: Die Grundlagen der Urlandschaftsforschung. — Nachr. Niedersachsens Urgesch., Nr. 5. Hildesheim u. Leipzig 1931.

Werner, H.: Erdfälle oder Vertiefungen anderer Art? — Kali, H. 18. 1932.

Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. — Stuttgart 1929.

— : Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. — Berlin 1935.

Urschrift eingegangen am 21. Juli 1938

Druckauftrag erteilt am 4. April 1939

Zähltabelle

Grussendorf

Tiefe	Pollenzahl		Sa.	Be.	Pi.	Qu.	Ti.	Ul.	Al.	Fag.	Car.	Pc.	Ab.	E. M. W.	Co.	Gra.	Cyp.	Eric.	Filic.	Var.	Sphg.
0,125	135	125	1,6	40,0	14,4	11,2	—	—	22,4	6,4	1,4	1,6	—	11,2	5,6	1,4	0,8	12,0	—	1,6	42,4
0,25	110	100	2,0	16,0	22,0	10,0	5,0	4,0	33,0	7,0	—	1,0	—	19,0	16,0	4,0	2,0	9,0	—	5,0	70,0
0,375	200	150	0,7	10,7	20,0	17,3	2,0	0,7	39,3	3,3	—	6,0	—	20,0	21,3	2,0	—	6,0	1,0	1,0	23,0
0,50	120	100	—	19,0	22,0	22,0	4,0	—	25,0	3,0	1,0	4,0	—	26,0	30,0	14,0	3,0	9,0	—	3,0	11,0
0,625	120	100	—	28,0	15,0	15,0	1,0	1,0	36,0	1,0	—	2,0	—	17,0	27,0	3,0	—	7,0	—	1,0	18,0
0,75	140	125	—	10,4	25,6	20,0	3,2	—	38,4	—	—	2,4	—	23,2	22,4	11,0	—	6,0	—	1,0	37,0
0,875	140	125	—	14,4	17,6	26,4	1,6	0,8	35,2	1,6	0,8	1,6	—	28,8	24,8	1,0	—	10,0	—	2,0	15,0
1,00	200	150	—	16,7	24,7	15,3	4,0	2,0	32,7	1,3	—	4,0	—	21,3	36,7	4,0	4,0	4,0	—	4,0	18,0
1,125	200	150	—	12,7	32,7	16,0	0,7	2,7	28,0	—	—	0,7	—	19,3	32,7	15,0	1,0	9,0	—	1,0	20,0
1,25	300	150	—	12,7	29,3	23,3	4,0	3,3	27,3	—	—	—	—	30,7	38,0	9,0	1,0	6,0	—	3,0	12,0
1,375	220	150	—	18,0	27,3	12,7	2,7	5,3	33,3	—	0,7	—	—	20,7	30,0	6,7	2,7	7,3	—	1,3	36,0
1,50	200	150	0,7	8,7	34,7	12,7	8,0	2,7	32,0	—	—	0,7	—	23,3	26,0	13,0	—	9,0	1,0	2,0	11,0
1,625	220	150	—	11,3	32,0	18,7	3,3	6,7	26,7	—	—	0,7	—	28,7	26,0	6,0	2,0	8,0	2,0	4,0	54,0
1,75	180	150	—	10,7	27,3	20,7	2,0	6,7	32,7	—	—	—	—	29,3	26,0	12,0	2,0	12,0	1,0	4,0	2,0
1,875	180	150	0,7	9,3	36,0	15,3	1,3	5,3	34,0	—	—	—	—	22,0	23,3	9,0	4,0	4,0	—	1,0	21,0
2,00	200	150	—	8,7	32,7	10,7	2,7	8,7	37,3	—	—	—	—	22,0	33,3	15,0	2,0	4,0	—	3,0	24,0
2,125	200	150	—	6,7	34,0	8,7	1,3	10,0	40,0	—	—	—	—	20,0	38,0	7,0	7,0	5,0	—	4,0	14,0
2,25	200	150	—	8,7	56,0	6,0	0,7	5,3	22,7	—	—	—	—	12,0	18,0	10,0	5,3	3,0	1,0	1,0	15,0
2,375	300	150	0,7	13,3	36,7	10,0	4,0	8,0	27,3	—	—	—	—	22,0	46,0	11,0	5,0	4,0	—	1,0	15,0
2,50	250	150	1,3	18,7	58,3	4,0	0,7	4,7	12,7	—	—	—	—	9,3	83,3	6,0	5,0	1,0	—	—	3,0
2,65	200	150	0,7	14,7	56,7	7,3	—	5,3	14,7	—	—	0,7	—	12,7	54,0	16,0	5,0	4,0	1,0	4,0	8,0
2,75	400	150	0,7	24,0	69,7	3,3	0,7	1,3	1,3	—	—	—	—	5,3	28,0	12,0	5,0	3,0	2,0	3,0	8,0
2,875	200	150	2,0	33,3	62,0	—	—	—	2,7	—	—	—	—	—	10,7	3,0	1,0	1,0	1,0	3,0	14,0
3,00	160	150	—	32,7	67,3	—	—	—	0,7	—	—	—	—	—	0,7	12,0	8,0	—	—	4,0	30,0
3,06	120	100	3,0	31,0	52,0	4,0	1,0	—	8,0	—	—	1,0	—	5,0	12,0	18,0	18,0	8,0	2,0	4,0	28,0
3,12	120	100	4,0	67,0	29,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	44,0	14,0	2,0	—	—	40,0
3,18	120	100	5,0	67,0	28,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40,0	2,0	4,0	2,0	4,0	2,0
3,25	200	150	4,0	58,0	38,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,0	12,0	4,0	2,0	4,0	—
3,30	110	100	11,0	53,0	36,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42,0	2,0	8,0	—	4,0	2,0
3,35	300	150	4,7	46,7	48,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,0	6,0	2,0	—	2,0	—

Tiefe	Pollenzahl		Sa.	Be.	Pi.	Qu.	Ti.	Ul.	Al.	Fag.	Car.	Pc.	Ab.	E. M. W.	Co.	Gra.	Cyp.	Eric.	Filic.	Var.	Sphg.
3,40	120	100	3,0	56,0	42,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18,0	4,0	4,0	—	—	—
3,45	120	100	9,0	41,0	50,0	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—	28,0	16,0	16,0	—	—	—
3,50	110	100	11,0	46,0	43,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32,0	28,0	16,0	—	6,0	—
3,55	115	100	10,0	38,0	52,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34,0	—	12,0	—	2,0	—
3,60	110	100	10,0	47,0	43,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42,0	2,0	10,0	—	2,0	1,0
3,65	95	100	6,0	58,0	36,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20,0	10,0	10,0	—	2,0	—
3,70	88	100	12,0	46,0	42,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	68,0	2,0	10,0	—	—	—
3,75	115	100	8,0	49,0	43,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30,0	10,0	10,0	—	6,0	1,0
3,79	110	100	12,0	52,0	36,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38,0	4,0	18,0	—	2,0	—
3,83	110	100	17,0	53,0	30,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32,0	6,0	18,0	—	4,0	—
3,87	108	100	12,0	52,0	36,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,0	10,0	6,0	—	—	8,0
3,91	115	100	10,0	54,0	35,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,0	8,0	12,0	—	—	12,0
3,95	110	100	5,0	52,0	43,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,0	6,0	6,0	—	—	2,0
4,00	180	150	6,0	41,3	52,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,0	—	4,0	—	2,0	16,0
4,04	220	150	4,0	38,7	57,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	16,0	2,0	6,0	—	4,0	12,0
4,08	200	150	4,7	36,0	59,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,0	4,0	4,0	—	—	12,0
4,12	250	150	5,3	26,0	68,0	0,7	—	—	—	—	—	—	—	0,7	—	22,0	2,0	4,0	—	—	16,0
4,16	300	150	3,3	37,3	52,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36,0	8,0	10,0	—	2,0	8,0
4,20	400	150	2,0	44,0	54,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22,0	—	—	—	—	32,0
4,25	500	150	3,3	37,3	59,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	76,0	2,0	—	—	4,0	4,0
4,29	300	150	2,0	45,3	50,0	1,3	—	0,7	1,3	—	—	—	—	2,0	0,7	36,0	—	2,0	—	2,0	6,0
4,33	400	150	1,3	37,3	61,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	184,0	—	—	—	2,0	4,0
4,37	250	125	4,0	47,4	45,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	120,0	2,0	—	—	—	—
4,41	130	100	8,0	68,0	24,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80,0	—	—	—	2,0	2,0
4,45	250	100	14,0	75,0	11,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	74,0	6,0	—	—	2,0	—
4,50	105	100	24,0	69,0	9,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	58,0	2,0	—	—	4,0	2,0
4,54	110	100	26,0	65,0	11,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,0	6,0	2,0	—	2,0	—
4,58	108	100	38,0	49,0	12,0	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—	78,0	6,0	2,0	—	14,0	—
4,62	63	100	25,0	57,0	18,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	116,0	26,0	—	—	18,0	—
4,66	49	100	27,0	59,0	14,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	84,0	16,0	—	—	4,0	—

Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark

Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles

Von Georg Fischer, Berlin

Tafel 10—13 und 27 Abbildungen

Inhalt

Seite

A. Übersicht über die Vorarbeiten 289

B. Tektonik und Metamorphose der Gneise nördlich des Pfahles 292

I. Zielsetzung der Arbeit 292

II. Der geologische Bau des Gneisgebietes nördlich des Bayerischen Pfahles 292

III. Die Gesteine der blastomylonitischen Bewegungszonen 294

a) Die Blastomylonitgneise der Rundinger Zone, Formung und Gefüge . 294

b) Konjugierte Blastomylonitzonen, ihre Lage und ihr Verformungsbild 297

c) Die Beziehungen zwischen Bewegung und Granitintrusion 298

IV. Die „geschonten" alten Gneise 303

a) Die Lagengneise und ihr Zeilenbau 303

b) Die Cordieritgneise 306

1. Mineralbestand und Gefüge 306

2. Diagramme der Cordieritregelung 312

3. Das Stoffproblem 333

4. Die „Reaktionsreihen" in den Gneisen 344

5. Anatektische Stoffwanderung und Lagerstättenbildung in den Gneisen 345

c) Der tektonische Bau der alten Gneise 346

C. Schriften 347

A. Übersicht über die Vorarbeiten

Der Bayerische Wald ist ein typisches Stück Grundgebirge, dessen Werdegang nicht unmittelbar beobachtbar ist und dessen Deutung daher noch manche, nicht überwundene Schwierigkeit bietet. Ein kurzer Überblick über das bisherige Schrifttum wird dies bereits zeigen.

Gümbel (1862) faßte in seinem großen Werk über das Ostbayerische Grenzgebirge die verschiedenen Gneisvarietäten als verschieden alte Schichtstufen auf. Der tektonische Bau soll ein einseitig aufgerichtetes Schichtpaket sein. Einen gewaltigen Schritt vorwärts bedeuten die Arbeiten von Becke (1882 usw.) und seinen Schülern über das Kristallin des anschließenden ober- und niederösterreichischen Gebietes. Diese sehr sorgfältigen petrographischen Arbeiten haben nicht nur die Kenntnisse über die vorhandenen

Gesteinsarten sehr vertieft, sondern sehr wesentlich beigetragen zur Entwicklung der klassischen Metamorphosenlehre im Sinne von Becke, Grubenmann u. a. Diese läßt sich dahin umreißen, daß bei der „Regionalmetamorphose" die gegebenen (und im allgemeinen unveränderlichen) Stoffbestände der Gesteine sich in ihrer Mineralfazies an die Druck- und Temperaturzustände anpassen, die sie durchlaufen. Die Umsetzungsträgheit der Silikate bringt es mit sich, daß die Anpassung nie vollkommen ist, daß sich also Mineralgesellschaften auch metastabil erhalten können. Die ursprüngliche schematische Tiefengliederung der verschiedenen Metamorphosestockwerke bei Grubenmann (1904) ist einer vielfältigeren und beweglicheren Gliederung nach den tatsächlich beobachtbaren Mineralgesellschaften unter dem Einfluß von Eskola (1922) gewichen. Im Bayerischen Wald trat E. Weinschenk (1901, 1906) mit seinen Arbeiten als eine Art Gegenspieler Becke's hervor. Er bekämpfte die — oft auf unsicheren Grundlagen beruhenden — theoretischen Ableitungen und ihre rechnerische Darstellung durch Becke und Grubenmann und stellte seinerseits das Magma in den Mittelpunkt aller Erwägungen über die Regionalmetamorphose, die er nur als eine besonders starke und weitverbreitete Kontaktmetamorphose z. T. unter besonders hohem Druck (alpine Fazies) betrachtete. Er berührte sich hierin vielfach mit den nordischen Geologen wie Sederholm u. a., die die Aderung und Bänderung der Gneise als Injektion aplitisch-pegmatitischer Teilschmelzen aus granitischen Herden größerer Tiefe betrachteten. Daß er mit seinen Arbeiten einen wesentlichen Punkt aufgegriffen hat, ergibt sich daraus, daß auch jetzt noch der Zusammenhang zwischen Regionalmetamorphose und Granitisation eine lebhaft erörterte Frage ist. F. E. Suess wies nach, daß der ganze moldanubische Block weithin an seinem Ostrand auf ein abweichend gebautes Kristallin, das sogenannte Moravikum, aufgeschoben ist, und daß dabei die moldanubischen Gneise unter dem Zwang der Gleitbewegungen in der Nähe der Überschiebungsfläche zu Glimmerschiefern umkristallisiert wurden. Durch seine und seiner Schüler Arbeiten wurde eine Beziehung hergestellt zwischen datierbaren geologisch-tektonischen Ereignissen und bestimmten Zuständen innerhalb der verwickelten Polymetamorphose moldanubischer Gesteine. G. Fischer suchte in seinen Arbeiten über die Glimmerschiefer des Künischen Gebirges ebenfalls in den zeitlichen Ablauf der Metamorphosegeschichte einzudringen und machte wahrscheinlich, daß in diesen Glimmerschiefern ein Stück unvergneisten Daches des Moldanubikums erhalten ist. Auch die Arbeiten M. Stark's suchen in ähnlicher Weise durch petrographische Gefügestudien zu einem Verständnis der Bildungsgeschichte der Gneise zu kommen. Auch die magmatischen Intrusionen in den Gneisen sind nach ihren gegenseitigen Verbandsverhältnissen und ihrem Gefüge angegliedert worden und es hat sich im Laufe der Zeit eine befriedigende Übereinstimmung der Ansichten herausgebildet zwischen den stärker petrographisch betonten Arbeiten Österreichs, als deren Vertreter V. Graber genannt sei, und den Arbeiten Cloos' und seiner Schule, die sich besonders der geologisch-tektonischen Deutung der Granite des Bayerischen Waldes zugewandt hatten.

In der Gesamtheit dieser Arbeiten schält sich für das moldanubische Kristallin das Bild einer ehemals sedimentären Schichtfolge heraus, die sehr frühzeitig in einer alpinotypen Tektonik zu kristallinen Schiefern von der Art epi- bis mesozonaler Phyllite oder Glimmerschiefer umgeprägt wurden. Später folgten mehrfach Bewegungen und Magmeneinschübe, durch die die

Paragesteine zu ihrem heutigen Zustand verändert wurden. Die Kristallisationsbedingungen werden dabei als „katazonal" oder magmennahe beschrieben. Es herrschen Mineralkombinationen und Gefüge, für die hohe Temperatur und mittlerer statischer Druck als ausschlaggebend betrachtet werden.

Die Entwicklung der Anschauungen im finnischen und skandinavischen Kristallin hat naturgemäß auch die genetischen Vorstellungen in dem betrachteten Gebiet beeinflußt und hat auch hier eine parallele Entwicklung angebahnt. Drescher (1925, 1927) versuchte für gewisse Diorite des Bayerischen Waldes den Nachweis zu führen, daß sie durch eine Art Ultrametamorphose aus sedimentären Hornfelsen entstanden seien unter Einwirkung kalireicher Teilschmelzen aus angrenzendem Granit. Bei der Weiterverfolgung seiner Gedankengänge kam er zu der Auffassung (1936), daß die Metamorphosenlehre erweitert werden müsse durch Einbeziehung der Anatexis bis zur völligen Verflüssigung in die Betrachtung. Drescher ist dabei geneigt (aus seinen Erfahrungen im Bergell), eine so weitgehende Beharrung der Stoffbestände auch bei mehr oder weniger vollkommener Verflüssigung anzunehmen, daß die ehemaligen Gesteinsgesellschaften sich auch noch bei der Magmatisierung wiedererkennen lassen. Diese Anschauung ist namentlich in Nordamerika verbreitet (vgl. z. B. die Arbeit von Quirke & Collins 1930) und hat ihre Verfechter auch in Fennoskandien. Es hat sich ja in der Tat heute wohl allgemein die Anschauung durchgesetzt, daß in der Tiefe Aufschmelzung vor sich geht, und daß mindestens ein großer Teil aller unserer sauren, granitischen Magmen in dieser Weise entstanden. Wenn sich Widersprüche gegen die Drescher'sche Arbeit erhoben und ebenso gegen die Verallgemeinerungen Hegemann's, so beziehen sie sich besonders auf den Versuch dieser Verfasser, die Aufschmelzung an Ort und Stelle erfolgt sein zu lassen. Außerdem stehen diese Arbeiten auch in einem gewissen Widerspruch zu der Theorie der Migmatitbildung, soweit sie sich auf physikalischer Chemie aufbaut. Ein Gemenge verschiedener silikatischer Kristallphasen kann im allgemeinen bei fortschreitender Energiezufuhr nicht gleichmäßig in eine Flüssigkeit gleicher Zusammensetzung verwandelt werden. Dies folgt einmal schon aus den inkongruenten Schmelzpunkten vieler Silikate, zum anderen daraus, daß eutektische Schmelzen bestimmter Zusammensetzung die niedrigsten Schmelzpunkte haben, also bei den niedrigsten Temperaturen noch flüssig sind bzw. eben verflüssigt werden. Wenn also nicht das ganze Kristallgemenge einer derartigen Eutektmischung entspricht, so wird bei der Aufwärmung sich an den Kornintergranularen eine Eutektschmelze bilden, und der nichtverflüssigte Rest wird sich ebenso von der ursprünglichen Zusammensetzung des Ausgangsgesteins entfernen wie die flüssige Phase. Unterschiede in den spezifischen Gewichten und der Reibung werden in allen Fällen, in denen ein Druckgefälle im ganzen System gegeben ist, eine Abwanderung der Teilschmelze aus dem Porenraum seines primären Bildungsortes ermöglichen, nicht anders wie bei den Erdölen, wo man sich bekanntlich noch fast bei jeder Lagerstätte uneins ist, welches Gestein denn nun wirklich das primäre Ölmuttergestein ist — so häufig und allgemein verbreitet sind die späteren Stoffwanderungen in diesem Fall. Mit den gleichen Erscheinungen ist in der Tiefe zu rechnen für die Abpressung und Abwanderung neuentstehender Magmen. Deshalb auch weisen diese Magmen bestimmte gesetzmäßige Züge auf, die sie von dem Chemismus

der meisten Paragesteine deutlich unterscheiden. Stellen wir uns aber auf den Standpunkt, es sei in einem gegebenen Raum mangels tektonischer Antriebe keine Abwanderung der intergranularen Schmelzen eingetreten, dann haben wir nicht mit scharfen oder auch nur annähernd scharfen primären Grenzen zwischen „Aufgeschmolzenem" und „Nicht-Aufgeschmolzenem" zu rechnen (abgesehen etwa von sedimentogenen Einlagerungen sehr abweichender Art). Denn 1. verteilt sich das Schmelzintervall eines Granits auf 100—200° C (vgl. Goranson), und 2. ist das Temperaturfeld der Erde in solchen Tiefen sicher ohne plötzliche Änderungen. Es muß also auch die weitere Umgebung eines anatektischen Granits große Anteile neu gebildeter Schmelze in den Intergranularen enthalten. Allmähliche, sehr allmähliche Übergänge müssen also für solche „primäre" anatektische Verbände charakteristisch sein. Scharfe Grenzen deuten von vornherein auf Wanderungen der Schmelzen im Gesteinsverband hin.

Im ganzen gesehen bieten die gegenwärtigen Anschauungen über die Wiederverflüssigung fester Gesteinsmassen und ihre Rolle in der Regionalmetamorphose eine Synthese der noch vor zwanzig Jahren einander schroff gegenüberstehenden Anschauungen Becke's und Weinschenk's, da sie auf Erkenntnissen der physikalischen Chemie fußen und andererseits die Gegenwart und die Wichtigkeit von Schmelzen als Übermittler von Wärme und fluiden Stoffen erklären und fordern.

Weitere Anregungen zur Überprüfung und zum Ausbau des gegenwärtigen Kenntnisstandes im Bayerischen Wald gehen aus von der gefügekundlichen Arbeit Sander's, durch dessen Studien die Petrographie der metamorphen Gesteine um mindestens einen gleichgroßen Schritt vorwärts gebracht worden ist, wie durch die Einführung exakter mineralogischer Bestimmungsmethoden durch Rosenbusch und Becke. Ferner sind beispielhaft auch die Arbeiten der Scheumann'schen Schule, die seit langem die großen Schwierigkeiten des sächsischen Kristallins enträtseln.

B. Tektonik und Metamorphose der Gneise nördlich des Pfahles

I. Zielsetzung der Arbeit

Ich habe im Rahmen der Gemeinschaftsarbeit „Bayerischer Wald" der Geologischen Landesanstalten von Preußen und Bayern im Jahre 1936 und 1937 das Gneisgebiet der Blätter Neukirchen b. hl. Bl. und Cham-Ost neu aufgenommen und durch eine Reihe von Vergleichsbegehungen im Gebiet der anstoßenden Blätter Kötzting, Miltach u. a. einen besseren Einblick in den Bau des Gneisgebietes nördlich des Bayerischen Pfahles gewonnen. (Siehe die der Arbeit beigegebene Übersichtskarte Tafel 10.) Die Ergebnisse seien hier zusammengefaßt. Die Arbeit ist also ein Beitrag zur Kenntnis des Gneisgebirges aus der Kartierung und der petrographischen Untersuchung der Gesteine heraus. Den Hauptgegenstand bilden die Sillimanit-Cordierit-Gneise des Gebietes.

II. Der Geologische Bau des Gneisgebietes nördlich des Bayerischen Pfahles

Die gewaltige tektonische Linie des Bayerischen Pfahles scheidet bereits auf den geologischen Übersichtskarten auf große Strecken Gebiete nicht unwesentlich verschiedener Beschaffenheit: Südlich des Pfahles erscheinen

weit größere Granitflächen als nördlich. „Gneissyenite" bzw. „Diorite", „Gneisgranite" spielen in gleicher Weise eine viel größere Rolle. Die Paragneise grenzen vielfach in nebulitisch-schlierigen Mischkontakten an die Orthogesteine der gneisgranitischen Reihe.

Nördlich des Pfahles wird die geschlossene Serie von Paragneisen nur selten von kleinen Granitstöcken unterbrochen, und diese Granite sind größtenteils anders beschaffen als die großporphyrischen „Kristallgranite" südlich des Pfahles. Die Kartierung ließ diese Unterschiede in der Westhälfte des Pfahles sehr scharf heraustreten. Im Bereich der Chamer Bucht liegen nördlich des Pfahles blastomylonitisch verformte Paragneise mit Flasergranitstöcken, dagegen südlich riesige Kristallgranitmassen mit schlierigen Mischgneisen. Doch bereits am Westrand des Blattes Miltach ändert sich diese Beziehung. Hier erscheinen nun auch nördlich des Pfahles in einer nach Südosten sich verbreiternden Zone Mischgneise und Kristallgranite. Die Pfahllinie verläuft von hier nach Südosten in einem einheitlichen Bau. Dagegen zeigt sich nördlich des Pfahles eine zonare Gliederung sowohl im Vorkommen der Kristallgranite wie auch in der Beschaffenheit der Gneise, die bereits von Gümbel bei seiner Kartierung angedeutet wurde. Ich habe in meinen Arbeiten darauf hingewiesen, daß es sich bei diesen unterscheidbaren Gneiszonen um Unterschiede der metamorphen Fazies handelt, daß bestimmte Schichtglieder sich über die Faziesgrenzen hinweg verfolgen lassen. Nothaft deutete bei seiner Aufnahme des Blattes Viechtach die Zonarfolge bereits als Stockwerke eines einheitlichen Baues. Hegemann bediente sich ihrer für seine „migmatitische" Bauformel für den ganzen Bayerischen Wald.

Die Kartierung hat nun aber ergeben, daß die Dinge nicht so einfach liegen. Es zeigte sich vielmehr, daß nördlich des Pfahles die Masse der Gneise durch eine Reihe von Bewegungshorizonten in einzelne Späne zerlegt ist. Diese Bewegungsbahnen dienten auch als bevorzugte Zufuhrkanäle für granitische Magmen. Ein solcher großer Bewegungshorizont bildet z. B. die Basis der Blastomylonitgneise und Flasergranite des Chamer Gebietes. Er löst sich bei Hanzing vom Bayerischen Pfahl ab und läßt unter sich die schon erwähnten Kristallgranite und Mischgneise heraustreten. Der Ausstrich dieser Bewegungszone verläuft in geschwungenem Bogen nach Miltach, wo auf ihr Flasergranite des Roßbergmassivs erscheinen. Eine weitere wichtige Bewegungszone ist die von Zifling-Runding, die sich nach den Angaben Heim's von Nordwesten her bereits über das ganze Blatt Cham-West verfolgen läßt. Bei Zifling tritt sie auf Blatt Cham-Ost über, sie verläuft über Runding, Lederdorn nach Kötzting und gewinnt hier vermutlich Anschluß an die im Kaitersbach- und Zeller-Tal versteckte, bis Bodenmais nachweisbare Bewegungszone. (Zwischen Bodenmais und Mais und bei Leckern liegen auch Pfahlquarzgänge in dieser herzynischen Bewegungszone. Auch bei Gadsdorf auf Blatt Miltach taucht wieder ein solcher „Parallelpfahl" auf.) Es ist auffällig, wie stark diese ganze Zone im morphologischen Bild des Bayerischen Waldes hervortritt. Die Furche zwischen Bodenmais und Kötzting ist ein klassisches Beispiel für einen weiträumigen alten Talzug, der durch mehrfache seitliche Anzapfung in eine Reihe von Talstücken mit flachen Talwasserscheiden zerlegt ist. Ebenso klar ist aber auch bei Gadsdorf und Lederdorn, bei Runding und Zifling eine morphologische Senke im Zug dieser Bewegungszone entwickelt. Es ist das wohl daraus zu erklären, daß die blastomylonitischen, meist dünnplattigen Gneise dieser Zone einen wesent-

lich geringeren Widerstand der Verwitterung und Ausräumung boten als die klotzigeren Gneise der weniger beanspruchten Nachbarzonen. Weiter nach Norden wiederholen sich die gleichen Dinge noch mehrfach. Es war mir schon lange aufgefallen, daß bestimmte „Hornfelsgneise" und „Redwitzitische Mischgneise" mit starker Granitdurchwirkung im Gebiet von Rimbach—Thenried im Gegensatz zu den fast WO-streichenden ehemals sedimentären Schichtgliedern (z. B. Quarzitgneisen) ein streng herzynisches Streichen besitzen und so die ältere Gesteinsserie diskordant überschneiden. Die neuen Beobachtungen auf Blatt Cham lassen nun keinen Zweifel mehr daran, daß es sich auch hierbei um eine (prägranitische) Bewegungszone handelt, deren Mylonite durch Granite umkristallisiert wurden. Auch diese Zone tritt morphologisch gut heraus. Die gleiche Deutung muß auch den „Hornfelsgneisen" und ihren konkordanten Granit-Lagergängen gegeben werden, die bei Engelshütt und Lam als fremdartige Einschaltung zwischen den groben Gneisen und den ebenso grobschuppigen Glimmerschiefern erscheinen. Die innigen Beziehungen dieser Hornfelsgneise zu den Graniten waren durch ihre ständige räumliche Verknüpfung, durch in Aufschlüssen beobachtbare Kontakte mit Verflößung und Schollenresorption schon lange klar. Ungelöst waren aber die Beziehungen der „Hornfelsgneise" zu den oft im engsten Verband auftretenden groben Granat-Cordieritgneisen geblieben, die ihrerseits niemals derartige Mischkontakte mit den Flasergraniten zeigen und ein ganz andersartiges Gefüge besitzen. Nun sind diese Schwierigkeiten gelöst. Die „Hornfelsgneise" sind aus den normalen Gneisen durch Mylonitisierung und darauffolgende granitische Durchtränkung entstanden.

Zwischen den gleitbrettartig angelegten Bewegungshorizonten sind dagegen Gesteinspartien erhalten geblieben, die selbst weniger beansprucht wurden und daher noch einen älteren Zustand zeigen.

III. Die Gesteine der blastomylonitischen Bewegungszonen

a) Die Blastomylonitgneise der Rundinger Zone, Formung und Gefüge

In der Zone von Runding sind die Nebengesteine in einer Breite von 500—1000 m zu kleinaugigen Blastomylonitgneisen und schließlich dünnplattigen Blastomylonitschiefern umgeformt worden, nicht viel anders als am Bayerischen Pfahl die Pfahlschiefer. Es ist jedoch die Durchbewegung durch die blastische Neubildung von Feldspäten, Biotit, Cordierit und Sillimanit überdauert. Die Gesteine der „Rundinger Zone" besitzen daher keinen epizonalen Mineralcharakter wie die Pfahlschiefer. Z. T. sind diese Gesteine fast schwarz durch reichlichen Gehalt an sehr feinzerteiltem Biotit, z. T. dagegen sehr hell von aplitischem bis granulitischem Aussehen. Bei den dunklen Blastomyloniten ist die Ableitung von Paragneisen klar gegeben, nicht nur wegen des reichlichen Biotitgehaltes, sondern auch durch die Art und das Innengefüge reliktischer Mineralkörner. Es finden sich nämlich in ihnen sowohl Granat wie Cordierit als rundliche mechanische Reliktkörner mit zehn- bis hundertmal größerem Korndurchmesser als die blastomylonitische Grundmasse, deren Parallelgefüge diese Relikte umflasert. In den Cordieriten finden wir als geschützte Reste große Biotitblätter, „helizitische" Sillimanit-Nadelzüge, ganz genau wie in den Cordieriten der später nicht mehr verformten Gneise. Es verdient hervor-

gehoben zu werden, daß sich die Cordierite bei der blastomylonitischen Durchbewegung erstaunlich gut erhalten haben, trotzdem mit nicht unerheblichen Bewegungsweiten gerechnet werden muß. Neben diesen einzelnen Mineralrelikten finden sich in den dunklen Blastomyloniten auch ganze Fetzen gefalteter Cordierit-Sillimanitgneise, die der weiteren Zermahlung entgangen sind. Bei den hellen Blastomylonitgneisen ist es nicht ganz so leicht, das Ausgangsmaterial zu bestimmen. Es bestehen verschiedene Möglichkeiten: 1. sind mit den Paragneisen helle pegmatitoide Gangschlieren verknüpft, 2. kommen größere Gänge und auch kleinere Stöcke ähnlichen Materials vor, die Gümbel als „Granulite" zu bezeichnen pflegte (mit dem gleichen Namen wurden allerdings auch entschieden jüngere Turmalin-Granat-Pegmatite belegt). Endlich sind in dem Bereich fein- bis mittelkörnige Flasergranite verbreitet, wie das Roßbergmassiv zwischen Miltach und Chamerau und die Granite des Katzberges bei Cham. Auch sie sind von einer blastomylonitischen Verformung mitbetroffen, während die Granite vom Blaubergtypus keine Beanspruchung mehr erkennen lassen. Die hellen Blastomylonite können sich also von „Pegmatitoiden", „Granuliten" oder „Flasergraniten" ableiten. Die Kartierung ergibt, daß die „Pegmatitoide" nicht als ausreichende Quelle betrachtet werden können, denn sie bilden nirgends in den Paragesteinen größere zusammenhängende Massen, die sich mit den auf der Karte gut ausscheidbaren hellen Orthoblastomyloniten vergleichen ließen. „Granulite" im Gümbel'schen Sinne fehlen in der Umgebung ganz. Flasergranite sind dagegen in großer Zahl vorhanden und bilden geradezu die unmittelbare Fortsetzung der hauptsächlichen Orthoblastomylonitvorkommen zwischen dem Roßbach und Runding auf Blatt Cham-Ost. Ich betrachte daher die Orthoblastomylonite als weitergehend umgestaltete „Flasergranite". Mit dieser Deutung steht im Einklang, daß sich in ihnen als „metamorphe Fremdlinge" neben Granat und Cordierit auch Relikte von Andalusit finden, die außen bei der Verformung in Sillimanit umgeprägt wurden. Auch die Flasergranite führen die gleichen Andalusite mit beginnender Umprägung in Sillimanit. Den „Pegmatitoiden" und den „Granuliten" fehlen dagegen Andalusite ganz und gar.

Die tektonische Lagerung der Blastomylonitgneise der Rundinger Zone wird beherrscht vor allem durch gleichmäßiges Streichen einer linearen Faser mit N 135—140° O in der Horizontalprojektion und einem Tauchen mit 10 bis 30° NW. Die blastomylonitischen s'-Flächen liegen im allgemeinen etwa N 110—125° O streichend und 40—55° NO fallend, doch kommt durch örtliche Quergewölbe auch ein NO-Streichen und NW-Fallen vor. In diesem Falle ist die lineare Faser nicht irgendwie aus der gewöhnlichen Lage verschleppt, sondern deckt sich dann etwa mit dem Fallen der Fläche, behält also das NW-Streichen bei.

Für die Analyse des tektonischen Baues war es vor allem wichtig festzustellen, ob diese Faser eine Gleitstriemung in der Richtung der Bewegung ist oder eine auf der Bewegungsrichtung senkrecht stehende „b-Achse" im Sinne Sander's. Die Faser sieht auf den dünnschiefrigen Orthoblastomyloniten manchmal einer serizitischen Harnischstriemung recht ähnlich, trotzdem hat die Überprüfung aller gebirgsorientierten Schliffe aus dem Gebiet keinen Zweifel gelassen, daß sowohl in den Para- wie Orthoblastomyloniten, ebenso wie in den Flasergraniten des Roßberg- und Katzbergmassivs und in den Pfahlschiefern des Bayerischen Pfahles selbst ganz allgemein Schnitte senkrecht zu der linearen Faser keine Quarzachsenaustritte zeigen, wäh-

rend umgekehrt Schnitte ⊥ s′ und // Faser eine erhebliche Übersetzung durch Quarzachsen aufweisen. Dementsprechend zeigen die Schnitte ⊥ zur Faser eine γ′-Regelung // der Spur von s′. Das Diagramm 1 eines Blastomylonitgneises von Hanzing möge hierfür als Beleg gelten. Dieses Verhalten der Quarzgefüge ist ganz eindeutig. Die Quarzachsen besetzen einen Gürtel ac, senkrecht zu der erkennbaren Faser des Gesteins und häufen sich besonders in

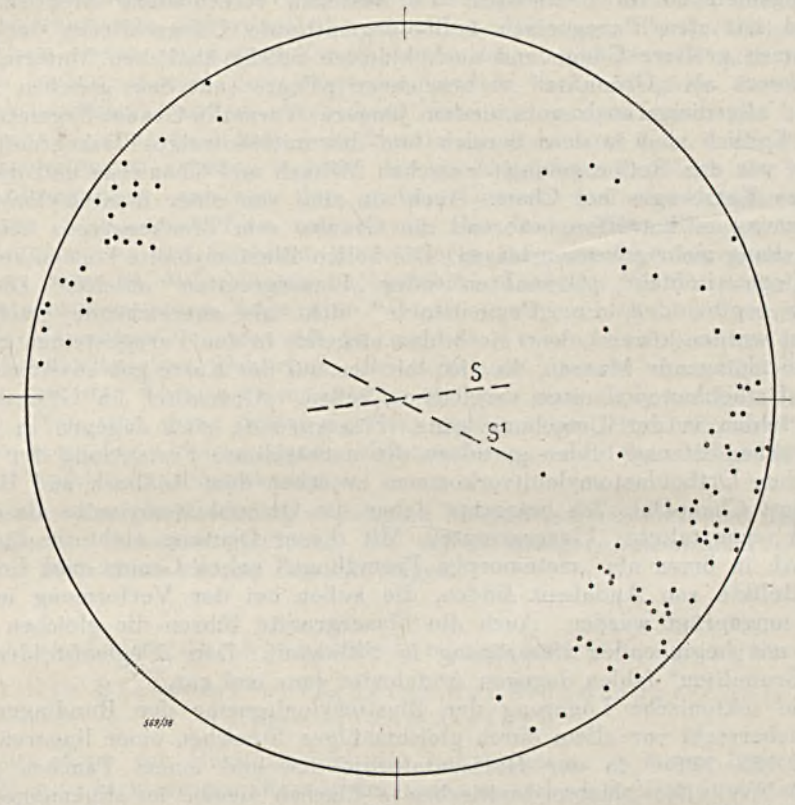


Abb. 1. Quarzgefügeregelung in blastomylonitischem Paragneis (Schliff 647/37) von Hanzing, Bl. Miltach. Der Schliff liegt ⊥ zur b-Achse des Gesteins, die als „Faser" und Schnittgerade mehrerer Scherflächenscharen in Erscheinung tritt. Die Quarz-c-Achsen (Punkte des Diagramms) liegen im Großkreis ac (= Zone [010]) des Gesteins und häufen sich in diesem Gürtel besonders in der Durchbewegungsrichtung a an

der Nähe von a, der Gleitgeraden in s′, die senkrecht auf der Faser steht. Diese Faser ist also eine b-Achse, sie zeigt uns das tektonische Streichen der Gesteine an. Die tektonischen Bewegungen haben sich senkrecht zu dieser Faser vollzogen. Die herzynisch streichenden Blastomylonitgneise des Bayerischen Waldes und die Flasergranite sind ebenso wie die Pfahlschiefer also nicht an Blattverschiebungen oder an „Streckflächen" im Sinne Cloos' verformt, sondern ihr Bewegungsbild gehört in die Gruppe der Verwerfungen oder der Überschiebungen.

b) Konjugierte Blastomylonitzonen, ihre Lage und ihr Verformungsbild

An der Bahnlinie zwischen Göttling und Chamerau (Blatt Cham-Ost) begegnen uns im Liegenden der Rundinger Bewegungszone im Cordieritgneis einige Dutzend schmale Blastomylonitzonen, die fast regelmäßig von Flasergranit begleitet werden. Diese Blastomylonite streichen meist NO oder NNO, daneben kommen untergeordnet auch NS und NNW streichende Bewegungszonen vor. Das gleiche Bild wiederholt sich in dem Gneisbruch bei Wölsting auf dem gegenüberliegenden Regenufer, am Grünbühel bei Chamerau und schließlich bei aufmerksamer Beobachtung in fast jedem größeren Gneisaufschluß des Gebietes. Es sind also die zwischen den Horizonten gesteigerter Durchbewegung geschont gebliebenen Gneisplatten und Linsen selbst wieder nach anderen Flächenscharen in einzelne Teilstücke und Späne zerlegt, die gegeneinander Bewegungen ausgeführt haben. Es wird noch einer planmäßigen Überprüfung bedürfen, ob Flächen verschiedenen Streichens (z. B. NNW und NO) bestimmte gesetzmäßige Altersunterschiede aufweisen oder nicht. Es ist eine gewisse Wahrscheinlichkeit hierfür da, doch sind durch örtliche Hindernisse die tektonischen Abläufe gestört, so daß auch beträchtliche Schwankungen von Flächen einheitlicher Entstehung vorhanden sind.

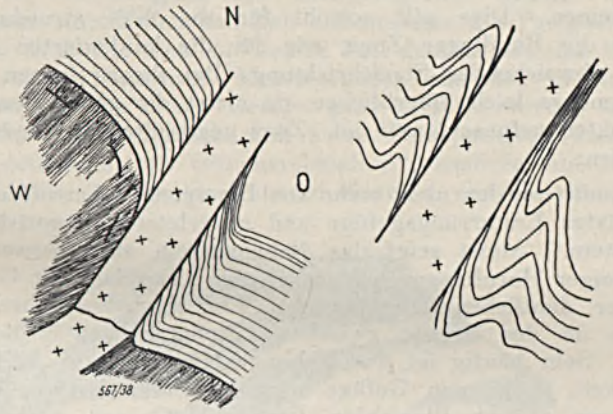


Abb. 2. Granitgänge auf NO streichenden blastomylonitischen Ruscheln im Gneis. Aufschlüsse an der Bahn zwischen Rossbach und Göttling, Bl. Cham-Ost. Die Mächtigkeit der verschiedenen Gänge beträgt zwischen 5—200 cm

Alle diese Blastomylonite zeigen auf jeden Fall wieder eine einheitlich nach NW streichende Faser, die je nach dem Fallen der Flächen nach NW oder auch SO taucht. Auch diese Faser erweist sich nach dem Quarzgefüge als eine b-Achse und nicht als Gleitgerade a. Dies gilt u. a. auch für die an der „Böhmischen Pfahllinie" verschieferten Gesteine. Diese meist NNW streichende große tektonische Linie ist aufgeschlossen bei Oberrappendorf auf Blatt Neukirchen. Hier sind schöne Kristallgranite nach NNW streichenden und 70° ONO fallenden Flächen sekundär verschiefert. Die SO tauchende ausgezeichnete Faser ist vollkommen frei von Quarzachsen. Dasselbe er-

gaben Schliffuntersuchungen an Proben von Myloniten und Flasergraniten von Wölsting und vom Grünbühel bei Chamerau. Es folgt daraus wohl, daß alle diese abweichend streichenden Bewegungszonen unter dem gleichen allgemeinen Beanspruchungsplan entstanden, der auch die NW streichenden Hauptbewegungsflächen schuf. Im Gegensatz zu den letzteren dienten sie als Blattverschiebungen. Solche mußten notwendigerweise dort auftreten, wo der allgemeinen Bewegung Hemmungen bereitet wurden, diese sich also zwischen „ungleichen Ufern" abspielte. In den Aufschlüssen östlich Göttling ist mehrfach der Bewegungssinn in diesen Zonen an der Umschleppung der s-Flächen der angrenzenden Gneise klar erkennbar (Abb. 2). Es soll mit dieser Feststellung nicht bestritten werden, daß am Böhmischen Pfahl auch vielleicht vertikale Bewegungen sich vollzogen haben. Solche sind sehr wahrscheinlich im Laufe der langen geologischen Geschichte einmal eingetreten, aber nur als posthume Bewegungen, während einer wesentlich jüngeren tektonischen Phase. Auch am Bayerischen Pfahl haben sich ja Bewegungen verschiedener Art in verschiedenen Zeiten abgespielt.

c) Die Beziehungen zwischen Bewegung und Granitintrusion

Ich habe schon erwähnt, daß fast regelmäßig in den Bewegungszonen Granite erscheinen. Dies gilt sowohl für die NW streichenden Hauptstörungen wie die Rundinger Zone, wie für die konjugierten schmalen Bewegungszonen abweichender Streichrichtung. Bei diesen lassen sich die Beziehungen besonders leicht überblicken, da meist die ganze Zone mit beiderseitigen Kontakten aufgeschlossen ist. Zwei gegensätzliche Ausbildungen sind zu unterscheiden:

1. Die Granite wurden nicht mehr von Bewegungen betroffen, sie besitzen daher unverletztes Erstarrungsgefüge und unverletzten Eruptivkontakt gegen das Nebengestein.[1]) Meist zeigt das Nebengestein aber entweder den Charakter feinkörniger Hornfelsgneise (wie an den „Engelshütter Granit"-Gängen bei Lam) oder deutlichen Mischkontakt. Ein solcher ist besonders schön aufgeschlossen an der Straße zwischen Chamerau und Miltach kurz vor letzterem Ort. Sehr häufig ist das Nebengestein in diesen Fällen als „Perlgneis" entwickelt, d. h. sein Gefüge wird bestimmt durch auffallend rundliche Körner von saurem Plagioklas, Cordierit, Granat, deren Durchmesser zwischen 1—10 mm schwanken. Die Biotitschuppen umrahmen die anderen Körner und legen sich tangential an sie an. Hierdurch wird das perlige Gefüge besonders sinnfällig. Die Zwickel zwischen den Körnern werden ausgefüllt durch Quarz, der nur selten selbst wie die Feldspäte und der Cordierit als Strukturzentrum auftritt. Parallelgefüge ist meist nur sehr undeutlich entwickelt, besser noch eine axiale Striemung, die im selben Sinne liegt wie bei allen Blastomyloniten des ganzen Raumes. Der Übergang solcher Perlgneise zu den normalen geflammten und gefalteten Granat-Cordierit-Gneisen ist meist ein allmählicher, so daß z. B. in den Aufschlüssen an der Straße und der Bahn zwischen Chamerau und Miltach oft die Zer-

1) In diesem Falle können Blastomylonite als Begleiter ganz fehlen. Der Granitkörper sitzt dann als diskordante Platte im gefalteten alten Gneis, wie dies von Cloos im Passauer Wald beschrieben wird.

gliederung der hellen Pegmatitoid-Flammen der gefalteten Gneise in einzelne Feldspatkörner verfolgt werden kann. Nicht selten ist auch das mechanische Einschwenken der s-Flächen der alten Gneise in die Raumlage der Perlgneiszüge zu sehen. Es kann also die Entstehung dieser Perlgneise durch mechanische Zerstörung des älteren Gneisgefüges nicht bezweifelt werden. Dasselbe gilt auch dort, wo scharf begrenzte Perlgneisgänge den älteren Faltenbau diskordant überschneiden und manchmal wie die dichteren Blastomylonite auch Schollen und Fetzen des gefalteten Gneises in sich einschließen. Unsicher ist nur, ob die Umformung und Kristallisation zum heutigen Perlgneishabitus ein einheitlicher Akt war, der zeitlich mit der Intrusion des Granits zusammenfällt, oder ob die mechanische Umformung der Granitintrusion und Rekristallisation vorausging. Letzteres ist wahrscheinlicher, da die Granite selbst ja keine Verformungen im festen Zustande erlitten haben und die Erstarrung der geringen Gangmassen nur kurze Zeiten beansprucht haben dürfte. Möglich erscheint schließlich noch, daß die Perlgneise als Tiefenmylonite aufzufassen sind, deren Rekristallisation von der späteren Granitintrusion unabhängig verlief. Hierfür könnte die Erhaltung der Cordierite sprechen. Bei Verformung unter niedriger Temperatur wäre ja zu erwarten, daß sie in glimmerige Substanzen umgewandelt worden wären. Aber sei dies nun so oder so, es steht jedenfalls fest, daß in diesen Zonen nach der Verfestigung der fließgeregelten Granite keine Gefügebewegungen mehr stattfanden und daß andererseits die Perlgneise rekristallisierte Mylonite sind. Sie sind auf keinen Fall deutbar als das Ergebnis einer in Ruhe verlaufenen additiven Metamorphose aus den gefalteten Granat-Cordieritgneisen, da das ältere Gefüge ganz zerstört worden ist. Die rundlichen Feldspäte der Perlgneise sind keine Feldspatholoblasten wie in den sogenannten „gefeldspateten Glimmerschiefern", sondern blastisch erneuerte mechanische Relikte aus einem früheren Zustand des Gesteins.



Abb. 3. Eng verfaltete aplitische Flasergranitgänge im Blastomylonitgneis der Gipfelfelsen des Roßberges. Die einzelnen Gänge sind zentimeter- bis dezimeterstark

2. Als gegensätzlicher Typus sind jene Fälle hervorzuheben, in denen einwandfrei Granitgänge noch im starren Zustand mitüberwältigt wurden. Zu diesem Typus gehört die Füllung der Rundinger Zone, aber auch zahlreiche NO und NS streichende Scherzonen im Gneis. Hier tragen also nicht nur die Para- sondern auch die Ortho-Gesteine blastomylonitisches Gefüge. Es ist charakteristisch, daß „Perlgneise" fehlen. Das Gefüge sieht viel unmittelbarer tektonisch aus. Die s'-Flächen sind mit zerkrümelten Biotitschüppchen bedeckt. Trotz der überall erfolgten Rekristallisation ist die streifige Auswalzung der Quarze, die randliche Vergrusung der Feldspäte und die Anlage geschonter Höfe in ihrem Durchbewegungsschatten klar erkennbar. Das Quarzgefüge ist — wie schon oben im einzelnen geschildert — in beiden Gesteinsarten konform geregelt. In den Granitblastomyloniten erfolgte auf den einzelnen s'-Flächen in reichlichem Maße die Neubildung von feinnadligem Sillimanit in engster Umkleidung der spindelig umgeformten, mikroklinisierten K-Feldspäte (Taf. 11, Fig. 4). Die Sillimanite sind so vollkommen an diese Gleithäute gebunden und zeigen in ihnen eine so ausgesprochene Regelung mit den c-Achsen // der b-Achse des Gesteins, daß ich sie für unmittelbare tektonoblastische Neubildungen halte und nicht für das Ergebnis einer späteren „Aufwärmung" eines tektonoblastischen Serizitfilms, wie dies Schüller 1934 bei Gesteinen des Fichtelgebirges annimmt. Auch die Erhaltung der tektonischen Quarzgefügeregelung in unseren Blastomyloniten spricht viel mehr für eine Warmdeformation als für ein späteres „Anlassen" kalt verformter Gesteine. Denn gerade die Quarzregelung geht erfahrungsgemäß bei späterer statischer Erwärmung leicht verloren. Als dritter Punkt ist für die Warmdeformation auch hier die recht gute Erhaltung von Cordieritkörnern ins Treffen zu führen, wie schon bei den Perlgneisen Solche reliktische Cordierit- oder auch Granatkörner besitzen oft bis zu Zentimeter-Durchmesser und springen als geröllähnliche Komponenten aus dem fast schwarzen dichten Gefüge heraus. Diese Cordierite werden in den Blastomyloniten nicht stärker von Sillimanit umzogen als die Feldspäte. Dies spricht ebenso deutlich gegen eine epizonale Verformung wie das Fehlen jeder Muskovitbildung auf Kosten von Biotit. Eine epizonale Verformung würde doch sehr wahrscheinlich an Stelle der Biotite Chlorite und Serizit haben treten lassen. Eine spätere Aufwärmung hätte den Vorgang nicht einfach umkehren können. Nicht mehr bestandfähiger Serizit würde in Sillimanit überführt werden und wir würden also nun eine Biotithaut mit Sillimanit erwarten. In der Tat sind aber die Biotithäksellagen stets rein. Sillimanit tritt nur in besonderen Gleitflasern um die schon erwähnten Feldspat- und Cordieriteinsprenglinge auf. Es könnte noch eingewandt werden, daß die erwähnten Sillimanitflasern überhaupt keine tektonoblastischen Neubildungen im Granit, sondern aus dem Gneis übernommene Relikte seien. Aber dies ist widerlegbar, weil 1. die Sillimanithäute genau Gefügekörner des Granits abformen, 2. die Lage der Sillimanithäute von der des alten Gneis-s abweicht (vgl. Taf. 11, Fig. 3) und in der Nähe des Kontakts solche Sillimanitflasern sehr wohl auch in den Gneis übersetzen können und sich hier einwandfrei als ein jüngeres tektonisches Element zu erkennen geben. In solchen Schliffen lassen sich Sillimanite zweier verschiedener Generationen auseinanderhalten: 1. die in den Cordieriten großenteils eingeschlossenen, nach dem alten Gneis-s geregelten Silli-

manite und 2. diskordant dazu die geschilderten Sillimanitfilze der externen s′-Flächen (Abb. 4).

Das Ergebnis dieser Überlegungen ist also, daß die Verformung der Blastomylonite unter Temperaturen über dem Stabilitätsbereich der hellen Glimmer sich ereignete und daß die Sillimanite sich paratektonisch auf

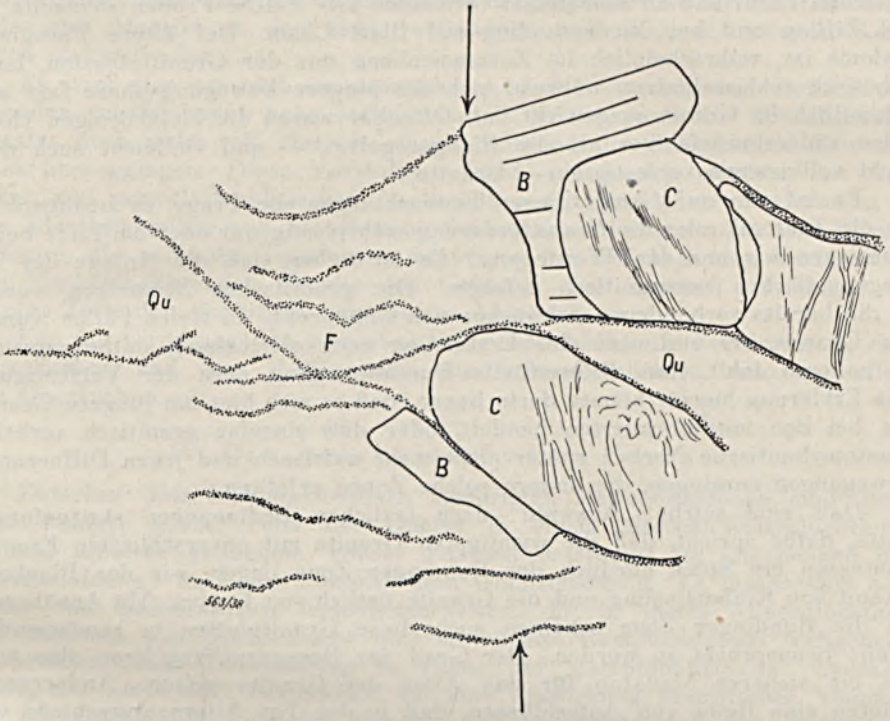


Abb. 4. Dünnschliffskizze (Schliff 648/37) aus dem Kontakt aplitischen Flasergranits mit Cordieritgneis bei Bärndorf, Bl. Miltach. Die Pfeile geben die Lage der Kontaktfläche an. B = Biotit; C = Cordierit mit älterem Interngefüge aus Sillimanit; F = Feldspat; Qu = Quarz. Die feinen Punkte markieren den Durchstich der jüngeren Sillimanitnadeln und in ihrer Anordnung die postgranitischen Flaserflächen, die den Eruptivkontakt überschneiden

Kosten anderer weniger gleitfähiger Al-Silikate des Gesteins bildeten. Die Sillimanite übernehmen also bei höheren Temperaturen die Rolle der hellen Glimmer. Die gleiche Frage wird bei den alten Gneisen später nochmals zu erörtern sein. Es erübrigt sich daher, hier noch weiter darauf einzugehen.

Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß in manchen Orthoblastomyloniten die eben beschriebenen Sillimanithäute sekundär in Muskovit umgewandelt sind oder doch von Blattaggregaten dieses Minerals umhüllt werden. Der Muskovit zeigt hier nicht nur durch seine Einschlüsse sein jüngeres Alter an, sondern ebenso sehr durch die Gestalt und Anordnung seiner Blätter. Diese sind z. T. skelettär, liegen sehr verschieden und greifen z. T. beträchtlich über den Raum der ehemaligen Gleitflaser hinaus.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Diese Glimmerbildung ist also posttektonisch und sicher jünger als die Kristallisation der Sillimanitflaser.

3. Eine gewisse Mittelstellung zwischen den beiden bisher behandelten Fällen nehmen Vorkommen ein, in denen zwar auch der Granit verformt ist, aber doch ein deutlicher Unterschied in dem Ausmaß der Durchbewegung zwischen Para- und Orthomaterial vorhanden ist. Solche Proben sammelte ich bei Zifling und bei Niederrunding auf Blatt Cham. Der ältere Paragneismylonit ist, wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Granitintrusion, hornfelsitisch rekristallisiert, während sich die jüngere Bewegungsphase fast ausschließlich im Granit ausgewirkt hat. Offenbar waren die kleinkörnigen Hornfelse widerstandsfähiger als die fließgeregelten — und vielleicht auch noch nicht vollkommen verfestigten — Granite.

Es ist nun auf Grund dieser Beobachtungen die Frage zu beantworten, ob die Tektonik oder die Granitförderung mehrphasig war oder am Ende beide. Überlegen wir uns den Werdegang! Es ist sicher, daß die Anlage der Bewegungsflächen vorgranitisch erfolgte. Die granitischen Schmelzen wurden in die bereits vorhandenen Schwächezonen eingepreßt. In vielen Fällen wurden die Granite bei und nach der Erstarrung noch gleichsinnig mitbeansprucht, in anderen fehlt eine differentielle Durchbewegung nach der Verfestigung. Die Erklärung hierfür könnte darin liegen, daß es sich hier um jüngere Granite als bei den mitdeformierten handelt, oder daß einzelne granitisch verheilte blastomylonitische Narben später nicht mehr aufrissen und jenen Differentialbewegungen entgingen, die andere solche Zonen erfaßten.

Daß eine solche „Auswahl" nach örtlichen Bedingungen stattgefunden hatte, dafür spricht, daß die wichtigsten Granite mit unverschleiften Eruptivkontakten ein Stück nördlich der Rundinger Zone liegen, wie der Blauberg-Granit von Kothmaissling und die Granite östlich von Garten. Mit Annäherung an die Rundinger Zone scheinen auch diese Granitplatten in zunehmendem Maße beansprucht zu werden. Der Grad der Beanspruchung kann also nicht als ein sicherer Maßstab für das Alter der Granite gelten. Andererseits zeigten eine Reihe von Aufschlüssen, daß in der Tat Altersunterschiede vorhanden sind. So weisen die Hohlwege südwestlich von Lederdorn in sandig-vergrustem Zersatz deutlich die Überschneidung einer kräftig verformten Folge von Para- und Orthoblastomyloniten durch weniger verformte Flasergranitgänge auf. Ebenso zeigen die Gipfelfelsen des Roßbergmassivs in eng verfalteten und geplatteten Para- und Orthoblastomyloniten das Durchsetzen unverschieferter Aplitgänge sowohl auf Qu-Klüften wie auf einzelnen Flächen einer etwas steiler als s′ liegenden symmetriegemäßen s″-Flächenschar. Auch in dem ausgezeichneten Aufschluß am Unterberg an der Straße Kötzting—Bodenmais, etwas südöstlich von Drachselsried werden Orthoblastomylonite von granulitähnlicher Beschaffenheit in spitzem Winkel überschnitten von deutlich weniger beanspruchten ebenen Granitgängchen. Man könnte im selben Sinne jüngeren Alters auch den schon erwähnten Blauberggranit deuten, ausgehend von der Mineralgesellschaft. Der Blauberger Granit und sein Nachbar, der Granit von Garten, führen nämlich im Gegensatz zu den meisten anderen neben Biotit reichlich Muskovit in Kristallen, die nach der c-Achse gestreckt sind (G. Fischer 1929, S. 300 ff u. S. 377 [Analysen]). Aber auch hier ist Vorsicht am Platze. Im Kern des Roßbergmassivs, das randlich sehr kräftig verflasert wurde, finden wir Gesteinstypen mit den gleichen Muskoviten auch mit der gleichen hydrothermalen Mineralgesellschaft

aus Quarz vom Dauphinéer Typ, Albit + dunkelviolettem Flußspat + Schwefelkies + Chlorit, die ich in der angezogenen Arbeit aus dem Blauberger Granit beschrieb, wieder. Zwar ist dieses Gebiet noch nicht im einzelnen kartiert, es könnte also möglicherweise ein jüngerer Einschub von „Blauberggranit" im Flasergranit stecken, aber aus meinen Übersichtsbegehungen gewann ich den Eindruck, daß eher ein allmählicher Übergang aus den verflaserten Randteilen des Massivs zu den nicht verflaserten und muskovitführenden Kernteilen vorhanden ist.

Es liegt also am nächsten anzunehmen, daß Erstarrung und Deformation einander zeitlich recht nahe stehen, daß z. B. die Kernteile des Roßbergmassivs noch nicht voll erstarrt waren, während die Bewegungen über das Dach hinweggingen. Diese Vorstellung würde gleichzeitig erklären das Auftreten von granitisch-aplitischen Nachschüben mit geringerer Verformung in den Blastomyloniten und die Besonderheiten der Mineralisation der Blastomylonite, die auf hohe Temperatur hinweisen bei und nach der Verformung. Die Muskovit-führenden Granite des Gebietes sind hiernach nur später erstarrte Teile der einheitlich intrudierten Magmenmasse.

Für die Datierung der gesamten Ereignisse bleibt die Zeit zwischen dem Unterkarbon und dem Rotliegenden die wahrscheinlichste, also vor allem der Oberkarbon.

IV. Die „geschonten" alten Gneise

Zwischen dem blastomylonitisch verformten Bewegungszonen sind mehr oder weniger große Teile der Gneise in einem älteren Kristallisationszustand erhalten geblieben. Dieser Zustand entspricht im allgemeinen der „Hornfelsfazies" im Sinne Eskola's und Goldschmidt's. Es lassen sich eine Reihe von Gesteinstypen auseinanderhalten, die in ihrem Mineralbestand den einzelnen von Goldschmidt unterschiedenen Hornfelsklassen weitgehend entsprechen. Eine Umwandlung im Sinne der „Amphibolitfazies" Eskola's macht sich stets dort bemerkbar, wo eine Einwirkung granitischer Magmen auf pyroxenführende Gesteine erfolgte. Es entspricht das dem Reaktionsprinzip von Bowen.

a) Die Lagengneise und ihr Zeilenbau

Ich habe aus diesen Beobachtungen im Jahre 1929 geschlossen, daß die unterscheidbaren Gesteinsarten auf primäre Unterschiede der sedimentären Gesteinsfolge zurückgehen. Aus dem Verband der Gesteine und ihrer Bänderung wurde geschlossen, daß das Gefüge im wesentlichen der ausgearbeiteten Schichtung entspreche. Diese Schlüsse kann ich heute nur noch zum Teil aufrechterhalten. Es steht wohl außer Zweifel, daß die Quarzitgneise, Erlanquarzite, Kalksilikatgneise und kristallinen Kalke ehemalige sedimentäre Lagen sind. Aber ihre heutige Einschlichtung in das Gefüge des Gneiskomplexes ist durch Umfaltung und Zerscherung erzwungen, so daß aus der allgemeinen Parallelität dieser Glieder kein Beweis abgeleitet werden kann dafür, daß auch der Lagenbau in den Gneisen selbst eine abgebildete Feinschichtung sei. Im Gegenteil ergibt eine genauere Analyse dieses Lagenbaues, daß er gleichzusetzen ist dem „Zeilenbau" anderer kristalliner Schiefer. Er entspricht also einer tektonischen Entmischung des Gesteins in Lagen verschiedener Gleitreibung und damit einer Differenzierung des Bewegungs-

vorganges. Beweise hierfür sind das geringe Aushalten der einzelnen Bänder, ihre Vergabelung, ferner die gesetzmäßige Erscheinung, daß Bänder geringer Differenzierung auch stets unscharf gegeneinander abgegrenzt sind, dagegen stark differenzierte helle, „aplitoide" Lagen stets von scharf begrenzten dunklen Biotitlagern begleitet werden. Im Gegensatz zu jenen Beobachtern, die dies als eine Art Rückstandsbildung bei der metatektischen Differenzierung betrachten[2]), bin ich der Anschauung, daß diese Biotithäute

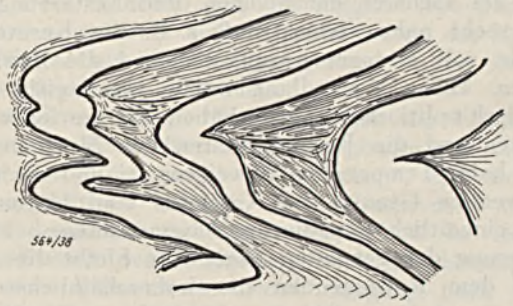


Abb. 5. Biotittapeten (kräftige schwarze Linien) am Kontakt der aplitoiden Lagen gegen das Grundgewebe, sowie auf Transversalschieferungsflächen. Gneisbruch südöstlich Thening, Bl. Neukirchen b. hl. Bl. Nat. Größe



Abb. 6. Mehrere Generationen von Biotit-Gleithäuten, während der fortschreitenden Faltung der hellen, formfesteren Lage gebildet. Aus Lagengneis vom Herrleinberg, Bl. Langenbielau, Niederschlesien. Etwa nat. Größe



Abb. 7. Wickellinse einer hellen Lage aus dem Lagengneis von Thening, Bl. Neukirchen b. hl. Bl., mit Biotithülle. 3× vergr.

2) H. Ebert 1934, der von den Biotitsäumen als „ausgelaugtem Rückstandsmaterial" spricht.

erst entstanden bei der gemeinsamen tektonischen Deformation des Gneisgrundgewebes und der aplitoiden Lagen. Dies wird klar in solchen Fällen, wo die Biotitanreicherung nicht nur an den Grenzflächen eingetreten ist, sondern z. B. auch auf neuen Transversalschieferungsflächen, die den Materialtransport in Spezialfalten der hellen Lagen vermittelten (Abb. 5). In ganz entsprechenden Gneisen von Blatt Langenbielau aus der Eule habe ich überdies beobachtet, wie sich Biotitgleithäute von der Grenzfläche gefältelter Aplitoide loslösen und von Faltenscheitel zu Faltenscheitel ziehen, sowie durch die Fältelung ein kürzerer Weg für die Abscherung gegeben war (Abb. 6). Im anpolierten Handstück treten mehrere Generationen solcher Scherbahnen heraus. Jeweils ist die ältere in stärkerem Maße durch die fortschreitende Runzelung der Aplitoidlage mitverbogen. Es erweist sich hier also, daß die helle Lage eine bestimmte eigene Festigkeit hatte, die größer war als die innere Reibung des Gneisgrundgewebes. Die angeblich atektonische „ptygmatische" Faltung einer venitischen Ader erweist sich als tektonischer Vorgang, als summierbare Fältelung einer Gesteinsplatte, deren Festigkeitsunterschied gegenüber der Umgebung genügend groß war, um eine andere Antwort auf die Beanspruchung zu finden als diese. Durch diesen anderen Verformungsstil wurden örtliche Ausgleichsbewegungen in der Umgebung erzwungen. Diese Beobachtungen schließen in den angezogenen Fällen aus, daß die Aplitoidlagen erst während der Fältelung paratektonisch entmischt wären. Sie waren vielmehr beim Einsetzen dieser Bewegungen bereits vorhanden. Die Biotitanhäufungen dagegen sind Muster tektonoblastischer Differenzierung, ganz analog der Glimmerbesetzung von Schieferungsflächen überhaupt.[3]) Die Biotittapeten können also nicht benutzt werden zu einer Entscheidung über „arteritische" oder „venitische" Abstammung der hellen Lage. Sie sagen nur aus, daß eine tektonische Verformung die hellen Lagen in verhältnismäßig starrem Zustand überwältigt hat. Geht die Verformung weiter, so werden die hellen Lagen ebenso wie alte Quergänge in biotitumhüllte Wickellinsen (Abb. 7) umgestaltet. Der Biotitanreicherung in diesen Räumen entspricht selbstverständlich eine Abfuhr der hellen Mineralbestandteile aus diesen Bewegungsflächen. Aber dieses mobilisierte Material ist nach meiner Vorstellung nicht ident mit den schon vorhandenen Aplitoiden, sondern wirklich aus dem Gesteinsraum entfernt worden und anderswo in anderem Verband zur Neuausscheidung gekommen. Gesteinstypen dieser Art sind vorwiegend auf das Liegende der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen beschränkt und bilden hier die Gümbel'sche Zone der „Glimmergneise". Größere Aufschlüsse sind selten, da das Material technisch kaum verwendbar ist. Der beste Aufschluß liegt in einem kleinen Tälchen südöstlich von Thening. Hier werden die Gneise zu Wegschotter gebrochen. Die Lagengneise sind um N 65° O streichende und 40—70° NO tauchende Achsen gefaltet. Diese varistische Richtung ist für diese Tektonik charakteristisch. Sie beherrscht auch den Bau des Gabbroamphibolitgebietes und ist auch in den Glimmerschiefern und den Arbergneisen als eine Phase älterer Prägung gegenüber den herzynisch streichenden blastomylonitischen Verformungen ver-

3) Vgl. auch bei H. Suter 1924, wo die Erscheinungen ebenfalls klar erkannt sind aber die Fältelungen trotzdem als Folge des Innendruckes der Schmelzen beschrieben werden.

treten. Verschiedene Gründe sprechen dafür, daß die varistisch streichenden Falten in einer frühen Phase der varistischen Gebirgsbildung angelegt wurden, nicht in der kaledonischen Orogenese, wie ich früher annahm.

b) Die Cordieritgneise

1. Mineralbestand und Gefüge

Gegen das Liegende vollzieht sich der Übergang der „Glimmergneise" zu den „Cordieritgneisen" ohne scharfen Schnitt. Auch in den Glimmergneisen kommen schon Cordierite als Übergemengteile vor. Es wechselt also nur der Anteil von Cordierit und Biotit. Damit geht allerdings auch ein erheblicher Wechsel im Aussehen der Gesteine vor sich. Der regelmäßige Zeilenbau wird im Handstück undeutlich. Auch die Biotittapeten an den Kontakten heller Lagen sind verschwunden. Diese selbst ändern ihr Gefüge. An Stelle mittelkörniger „aplitoider" Bänder treten unregelmäßige Flammen, Linsen und plumpe, verkrümmte Gangstöcke von „Pegmatitoiden", die aber in ihren Formen eine passive Verfaltung erkennen lassen (Abb. 8). Diese bestehen hauptsächlich aus Mikroklinperthiten mit Quarz (aber nicht schriftgranitisch verwachsen) + accessorischen Tonerdesilikaten wie Granat, Biotit. Die begleitenden Cordieritgneise selbst bestehen aus deutlich rotgefärbten Almandinen, Feldspataugen, Biotit, Quarz, Sillimanit, Cordierit, Magnetit oder seltener Magnetkies, ± Spinell und Mikroklin. Intern findet sich im Granat gelegentlich Muskovit und Rutil.

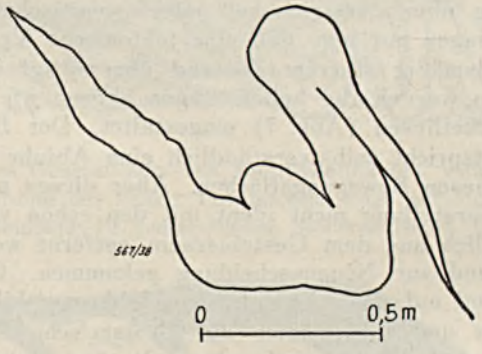


Abb. 8. Gefalteter Pegmatitoidschlauch (Metatekt) im Cordieritgneis, zwischen Watzlhof und P. 492, Bl. Neukirchen b. hl. Bl. Die Verstärkung der Faltenscheitel wie die Knickung im Scheitelinnenbogen spricht für Verformung des Pegmatitoids in festem Zustand

Die verschiedenen Mineralien spielen im Gesteinsgefüge eine sehr verschiedene Rolle. Der Granat ist stets ein prä- bis paratektonischer Porphyroblast (Taf. 11, Fig. 3), um den sich das externe s des Gesteins herumschlingt. Die Anlage typischer Streckungshöfe, deutliche Stauungen im Externgewebe mit Auftreten von Hilfsgleitflächen (Taf. 11, Fig. 4) stellen außer Zweifel, daß der Granat eine sehr wesentliche Phase der Durchbewegung mitgemacht hat.

Bekräftigt wird dies durch das Interngefüge. Der Kern der Granaten enthält häufig ein ebenes s_i aus Biotit ± Muscovit + Quarz (häufig feine Rutilnadeln einschließend) + Titaneisen. Diese Mineralkörner sind deutlich in der Ebene des internen s gelängt, und mindestens die Glimmer und das Titaneisen auch kristallographisch in diese Ebene eingeregelt. Eine Vermessung des internen Quarzgefüges war wegen zu geringer Kornzahlen nicht möglich. Dieses interne s liegt stets diskordant zu dem sillimanitisch-biotitischen Extern-s.

Daraus folgt: Die Granaten sind gewachsen in einem kristallinen Schiefer, der bereits deutlich schiefriges Gefüge besaß und in seiner Mineralfazies an tiefepizonale bis mesozonale Bedingungen angepaßt war. Das externe s entspricht weder in seiner Lage noch in seiner stofflichen Sonderung einer ursprünglichen sedimentären Schichtung.

In einzelnen Fällen läßt sich eine zweite Wachstumsphase der Granaten nachweisen. So enthalten die Granaten der Gneise aus dem Steinbruch Wölsting bei Chamerau in ihrem Außenmantel abweichend vom Kern ein s_i' aus Sillimanitnadeln, die ihrerseits den Kern des Granaten lidartig umflasern. Das externe sillimanitische s umflasert seinerseits den ganzen Granatkristall.

In ähnlicher Weise ist auch eine ältere Feldspatgeneration gekennzeichnet als älter als die Anlage des Externgefüges (Taf. 11, Fig. 2 u. 3). Diese Feldspäte sind in verschiedenen untersuchten Proben bald stark perthitisch durchwucherte Orthoklase, bald saure Plagioklase mit 5—7% An-Gehalt und zahlreichen antiperthitischen Orthoklastäfelchen. Sie bilden spindelig geformte Körner, die vom sillimanitischen Extern-s umflasert werden. Gelegentlich enthalten sie auch ein an der Außengrenze diskordant abstoßendes älteres Interngefüge aus Biotitschuppen, Quarzkörnern, Titaneisentäfelchen und kleinen runden Granaten. Diese „ältere Feldspatgeneration" ist demnach ebenfalls porphyroblastisch in einem mesozonalen kristallinen Schiefer gewachsen. Ihre Entstehung fällt nahe zusammen mit der Blastese der Granaten. Anscheinend hat sie etwas später eingesetzt und etwas länger gedauert als diese. Feldspäte gleichen Charakters können sich auch seitlich an Granaten anheften als Kristallisationen im Streckungshof des Granatporphyroblasten. Die Ausarbeitung des Externgefüges ist deutlich jünger als die Hauptknospung dieser Feldspäte, wenn auch eine Nachphase — ähnlich wie bei den Granaten — noch in die jüngere Verformung hereinreicht.

Als zweite Mineralgruppe sind zu nennen und zu behandeln: Sillimanit, Cordierit und Spinell, sowie der externe Biotit. Weinschenk (1906) hat für diese Mineralgesellschaft die „Mitwirkung geodynamischer Prozesse" bei der Kristallisation abgelehnt und hieraus die Zurechnung dieser ganzen Gesteine zu den kristallinen Schiefern im Sinne der Rosenbusch'schen Begriffsfassung bestritten. In der Tat ist nicht zu bezweifeln, daß die Kristallisation der genannten Mineralien alle Gefügebewegungen überdauerte. Typisch ist z. B., daß die schönen Kleinfalten der Sillimanitsträhnen nirgends durch wirklich verbogene Sillimanitnadeln gebildet werden, sondern durch polygonale Züge unverformter Kristallnadeln. Aber dies beweist auf keinen Fall, daß die Verformungen nicht den Sillimanit betroffen haben. Es ist ebensogut möglich, daß die blastische Erneuerung bereits während der Verformung die mecha-

nischen Störungen immer wieder ausglich, wie daß die Verformungen nachträglich durch eine jüngere Rekristallisation ausgeheilt wurden. Alle Schliffe überzeugen immer aufs neue, daß der Sillimanit geradezu sklavisch an die tektonischen Bauformen gebunden ist. Es ist auch nicht zu übersehen, daß die Sillimanitnadeln deutlich die Lage der tektonischen b-Achse des Gesteins bevorzugen, wenn sie auch allen örtlichen Einflüssen durch andere Mineralkörner sofort nachgeben, die Hindernisse umfließend. Ferner ist daran zu erinnern, daß Sillimanit bereits als Einschluß in den Außenteilen der Granaten auftaucht zu einer Zeit, wo die tektonische Formung des Gesteins bestimmt noch nicht abgeschlossen war. Die Erhaltung von Muskovitrelikten in den gleichen Granaten schließt aus, daß die Sillimanite etwa durch thermische Einwirkung auf Kosten von Muskovit in den Granaten gesproßt wären. Eine genauere Prüfung der Sillimanitflaser zeigt, daß häufig die Verteilung der Sillimanite im Cordierit nicht vollkommen gleichmäßig ist, sondern es begegnen Stellen, in denen der Sillimanit als dichter Filz die Korngrenzen optischer Teilkörner des Cordierits besiedelt, sie lidartig umschließend, während in den Cordierit-Teilkörnern Sillimanitnadeln anderer Dicke und anderer Anordnung sitzen, die an den Korngrenzen diskordant abstoßen. Dies ist nicht anders erklärbar, als daß hier Sillimanite verschiedenen Alters vorliegen, voneinander getrennt durch eine tektonische Phase, die die Zerlegung des Cordierits in Teilkörner brachte (entsprechend der Kataklase von Quarz). Alle diese Beobachtungen sprechen dafür, daß der Sillimanit in der Tat während einer tektonischen Durchbewegung gebildet wurde und nicht das Ergebnis einer statischen Metasomatose einer Glimmermembran durch Sillimanit ist. In diesem Zusammenhang darf ich auch an die Blastomylonitgneise des ersten Abschnittes erinnern, bei denen ebenfalls der Sillimanit wahrscheinlich eine tektonoblastische Neubildung ist. Es sei noch beigefügt, daß dasselbe auch für die Eulengneise aus Schlesien gilt, in denen ich die Einregelung der Sillimanite in einer Reihe von Fällen vermessen konnte.

Merkwürdig ist, daß Biotit und Sillimanit in den Bayerischen Wald-Gneisen sich meist aus dem Weg gehen. Selten ist eine Sillimanitsträhne von Biotit durchsetzt. Sehr selten zeigen Biotitblätter einzelne Sillimanitnadeln als Einschlüsse. Im Gefüge besteht ein auffallender Gegensatz zwischen den lebhaft gefältelten, noch heute ganz „lebendig" wirkenden Sillimanitflasern und den starren Scheitern der Biotite. Wie ist ihr Verhältnis zum Sillimanit, sind sie älter oder jünger? Es scheint, daß die Biotite in anderer Weise auf die Beanspruchung antworteten als die Sillimanite. Sie verhielten sich mechanisch starrer, aber leichter umkristallisierbar. Wir finden sie daher (z. B. in Cordierit-Sillimanitgneisen von Theresienthal auf Blatt Zwiesel) (Taf. 13, Fig. 2) in den Faltenscheiteln kleiner Sillimanitfalten als große, mechanisch unberührte Blätter, regelmäßig in Dutzenden übereinander reitenden Falten wiederkehrend. Der Biotit ist hier also an tektonisch bevorzugte Orte im Gestein gebunden. Seine Ansiedlung muß während oder nach der Faltung des Sillimanits erfolgt sein. In anderen Fällen umgeben Kränze von Biotitblättern Cordierit, der in sich ein gefaltetes s_i von Sillimanit enthält (Taf. 12, Fig. 2). Auch hier muß die Biotitkristallisation später erfolgt sein als die Sillimanitbildung. Andererseits beobachtete ich in einem Schliff (358) von den „Drei-Wappen" bei Furth, daß eine große Biotittafel mechanisch geknickt worden war und die Knickstelle von Sillimanitnadeln durchwuchert

wurde. Schließlich erinnere ich daran, daß in den Granaten der Biotit schon in den Kernen erscheint, während der Sillimanit erst später auftaucht. Es ist der Biotit also z. T. älter als der Sillimanit, z. T. aber während und nach der tektonischen Verformung der Sillimanitgleithäute umkristallisiert.

Es ist nicht unwichtig, sich vor Augen zu halten, daß der Unterschied im „Stil" der Biotite und Sillimanite nicht auf Altersunterschieden beruht, sondern auf inneren Eigenschaften dieser Mineralien. Beweisend in dieser Richtung sind auch jene Biotite, die zusammen mit Sillimanit intern in Cordierit eingeschlossen vorkommen. Sie liegen genau so fremd und starr neben den feinen Nadelzügen wie im Externgewebe.

Ich stehe heute auf dem Standpunkt, daß der Sillimanit eine unmittelbare tektonoblastische Neubildung ist. Halten wir uns vor Augen, daß die hellen Kaliglimmer nur im hydrothermalen, höchstens noch im pneumatolytisch-pegmatitischen Temperaturbereich bestandsfähig sind, so ergibt sich hieraus mit Notwendigkeit, daß in stärker durchwärmten Erdzonen ein anderes Mineral für sie einspringen muß. In Gesteinen mit hohem Tonerdeüberschuß kann dies nicht allein Orthoklas und Biotit sein. Wir müssen in ihnen die Neubildung von Disthen oder Sillimanit erwarten. Ist der Druck nicht allzu groß, dann ist von diesen der Sillimanit wegen seiner geringeren Dichte begünstigt. Es ist nicht einzusehen, warum in solchen stark durchwärmten Räumen mit verhältnismäßig geringer Auflast nicht genau so heftige Durchbewegungen und Verschleifungen von Gesteinen vorkommen sollen wie in kälteren Regionen. Im Gegenteil, Wärme sollte die Beweglichkeit eher stärken als vermindern. Ist dies richtig, dann können wir in dieser Fazies nicht nur Gesteine mit primärem Tonerdeüberschuß als Sillimanitgesteine erwarten, sondern auch Tiefendiaphthorite entsprechend den Serizit- und Hellglimmerschiefern höherer Horizonte. Dies ist zu fordern, da nicht nur die Glimmermineralien eine allgemeine Neigung zu Sillimanitbildung aufweisen werden, sondern unter dem Zwang von Gleitbewegungen auch die Feldspäte anomal hohe Oberflächen und damit eine gesteigerte Löslichkeit besitzen müssen. Ist daher der Stoffhaushalt des Gesteins in der Richtung gestört, daß auf den durch die Tektonik geöffneten Wegen mehr Alkalisilikat ab- als zuwandert, so sind alle Voraussetzungen gegeben, daß die Reaktionsgleichung zwischen Feldspat und Sillimanit + Kieselsäure und Alkalisilikat sich einseitig verschiebt und Mineralbestand und Chemismus des Gesteins eine analoge Umbildung erfährt wie bei der Serizitisierung feldspatiger Gesteine in der Epizone. Es wird hierauf bei der Besprechung der Stoffbestände der Gesteine noch zurückgekommen werden.

Daß in der Tat eine gegenseitige Vertretung von Sillimanit und Feldspat statthat, geht daraus hervor, daß in sillimanitreichen Gesteinsabarten des Arbeitsbereiches der Feldspatgehalt nicht nur mengenmäßig zurücktritt, sondern schließlich ganz verschwindet. Man könnte einwerfen, daß in solchen Fällen der besondere Mineralbestand bedingt sei durch eine besondere Eigenart des sedimentären Ausgangsmaterials. Aber die sillimanitische Flaser ist auch in diesen Fällen eine sekundäre tektonische Schieferung, unabhängig vom alten Schichtbau. Zwischen den Sillimanitsträhnen finden sich Relikte älterer Feldspäte in letzten Verdrängungsresten. Nichts deutet auf einen primären besonderen Mangel an Alkali hin. Die Gefüge sprechen daher für eine spätere Entalkalisierung.

Im gleichen Sinne ist auch der Spinell zu deuten. Dieser fehlt in den Interngefügen der Granate und „älteren Feldspäte", er taucht erst in der Sillimanitflaser des Externgefüges auf. Er zeigt stets eine ausgesprochene Längsentwicklung // diesem s und enthält in sich Sillimanitnadeln gleicher Raumlage wie extern. Umflaserungen oder Wicklungen solcher Spinelle fehlen, doch kommen nicht selten Zerreißungen von Spinellstäben vor, die zu einer Zergliederung in eine Reihe von Körnern mit gleichem Querschnitt führen. Die alkali- und kieselsäurefreien Aluminate erscheinen also im Gesteinsgefüge deutlich noch etwas später als der Sillimanit. Im Gefüge übernimmt der Spinell etwa die Rolle des Biotits. Spinell führende Lagen erweisen sich als biotitfrei. Hierdurch wird der Alkaligehalt des Gesteins weiter heruntergedrückt (vgl. Taf. 12, Fig. 3 u. 4).

Wenden wir uns nun dem Cordierit zu! Durch die Weinschenk'schen Arbeiten sind die „Helizitgefüge" von feinen Sillimanitnadeln in großen einheitlichen Kristallen von Cordierit so bekannt geworden, daß ein Hinweis hierauf genügt. In der Tat ist häufig die Rolle des Cordierits ähnlich der der Albite in „alpinen" Albit-Glimmerschiefern oder -Gneisen: Sie schließen sich zu einem großkörnigen Mosaik zusammen, das die kristalline Erstarrung des ganzen Gefüges unter metasomatischer Verdrängung aller älteren Mineralien bedingt. Doch eine Untersuchung einer größeren Zahl von Schliffen überzeugt, daß das nicht der einzige Gefügetypus der Cordierite in den Gneisen ist. Es gibt daneben Gesteine mit in s sehr langgestreckten Kristallkörnern (Hauptdurchmesser wie 10 oder 20:1), ferner ebensolche Körner

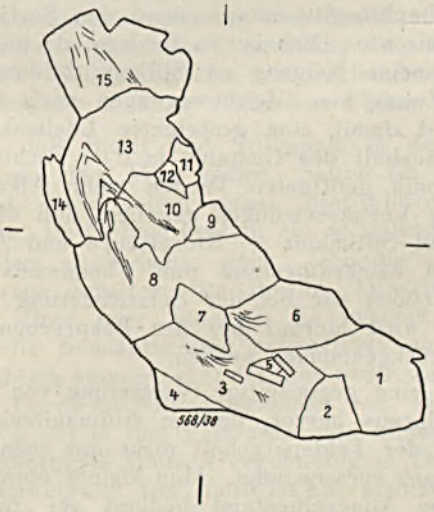


Abb. 9. Schliff 112/38. Cordieritgneis von Grafenwiesen, Bl. Neukirchen b. hl. Bl., ⊥ zu NW tauchender Faltenachse. Das ehemalige Cordieritgroßkorn ist in ein voll rekristallisiertes Kleinkorngefüge umgewandelt. Die Bezifferung der einzelnen Kleinkörner entspricht der der α-Pole im Gefügediagramm Abb. 10. Im Cordierit Relikte von Sillimanit und Biotit

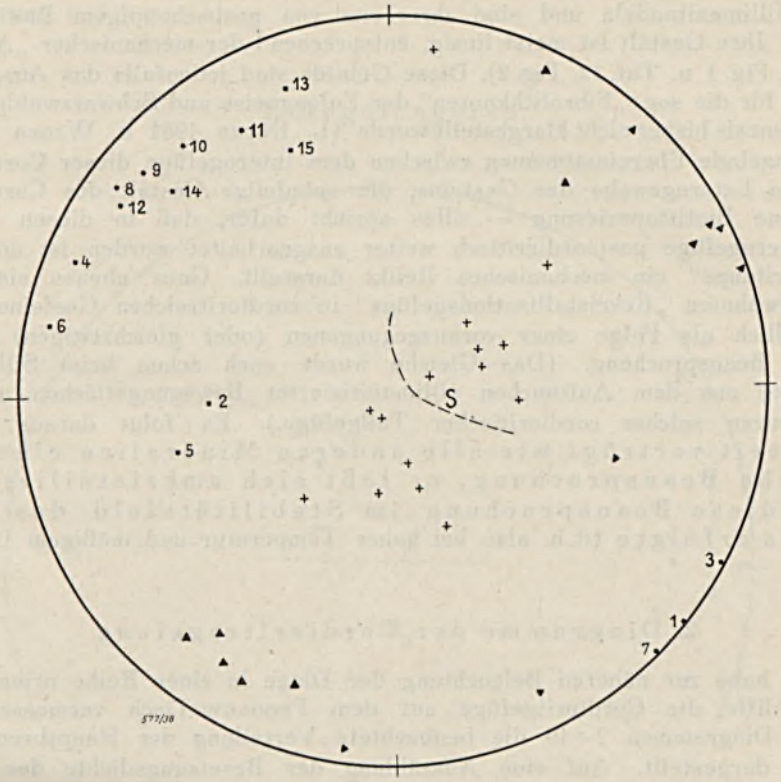


Abb. 10. Gefügediagramm 1() eines Cordierit-Kleinkorngefüges (Schliff 112/38) nach einem einheitlichen Großkorn, das um eine NW tauchende Faltenachse verbogen wurde (siehe Abb. 9). Die Kleinkörner zeigen z. T. deutlich die fortschreitende Verlagerung der Cordierit-c-Achsen konform zur Verbiegung des Großkorns. Eine Vertauschung von β und γ ist bei der Umformung und Blastese nicht eingetreten
(α = •; β = +; γ = ▲)

durch Rekristallisation nach Kataklase verwandelt in ein zuckerkörniges Kristallaggregat, das seine Entstehung aus einem ehemals einheitlichen Großkorn durch die Verwandtschaft der Orientierung der Teilkörner zu erkennen gibt (Abb. 9 u. 10). Ferner gibt es ausgezeichnet geregelte Kornaggregate, deren Einzelkörner keine allzu nahen Lagebeziehungen aufweisen (Abb. 20). Auch Gefüge vom Typus der „Perlgneise" (Taf. 13, Fig. 1) kommen in rein cordieritischen, feldspatfreien Gesteinen gelegentlich vor. Die ellipsoidischen bis rundlichen Cordieritkörner sind in diesem Fall in Biotitblätter gehüllt oder durch Magnetkies auszementiert. An diesen Typus ist wahrscheinlich auch die Ausbildung der isoliert in feldspatreichen

Gneisen schwimmenden Cordierite anzuschließen. Diese enthalten stets reliktische Sillimanitnadeln und sind ihrerseits von grobschuppigem Biotit ummantelt. Ihre Gestalt ist meist linsig, entsprechend der mechanischer „Augen" (Taf. 12, Fig. 1 u. Taf. 12, Fig. 2). Diese Gebilde sind jedenfalls das Ausgangsstadium für die sog. „Fibrolithknoten" der Eulengneise und Schwarzwaldgneise, deren Genesis bisher nicht klargestellt wurde (L. Rüger 1931 u. Wager 1936). Die mangelnde Übereinstimmung zwischen dem Interngefüge dieser Cordierite und dem Externgewebe des Gesteins, die spindelige Gestalt des Cordierits und seine Biotittapezierung — alles spricht dafür, daß in diesen Fällen das Externgefüge postcordieritisch weiter ausgearbeitet worden ist und das „Cordieritauge" ein mechanisches Relikt darstellt. Ganz ebenso sind die oben erwähnten „Rekristallisationsgefüge" in cordieritreichen Gesteinen nur verständlich als Folge einer vorausgegangenen (oder gleichzeitigen) tektonischen Beanspruchung. (Das Gleiche wurde auch schon beim Sillimanit abgeleitet aus dem Auftauchen sillimanitisierter Bewegungsflächen an den Korngrenzen solcher cordieritischer Teilgefüge.) Es folgt daraus: Der Cordierit verträgt wie alle anderen Mineralien eine tektonische Beanspruchung, er läßt sich umkristallisieren, wenn diese Beanspruchung im Stabilitätsfeld des Cordierits erfolgte (d. h. also bei hoher Temperatur und mäßigem Druck).

2. Diagramme der Cordieritregelung

Ich habe zur näheren Beleuchtung der Dinge in einer Reihe orientierter Dünnschliffe die Cordieritgefüge auf dem Fedorow-Tisch vermessen und in den Diagrammen 2—19 die beobachtete Verteilung der Hauptbrechungsindices dargestellt. Auf eine Auszählung der Besetzungsdichte der Halbkugel im Sinne von Schmidt und Sander wurde verzichtet, angesichts der in den Einzelschliffen nur erreichbaren geringen Kornzahlen. Aber auch ohne statistische Auswertung treten die Cordieritregelungen sehr klar heraus. Um sie in ihrer tektonischen Bedeutung festzulegen, ist jeweils die Regelung der Biotite ebenfalls vermessen worden. Auf eine Auswertung der Quarzgefüge mußte ich verzichten, da die wichtigsten Gesteinstypen so gut wie quarzfrei sind.

Vorbemerkungen zu den Diagrammen

Die auf dem Fedorow vermessenen Gefüge sind nach dem von W. Schmidt eingeführten Verfahren dargestellt. D. h. es handelt sich um flächentreue Azimutalprojektionen der unteren Halkugel und der in ihr auftretenden Durchstoßpunkte kristallographischer Achsen (bzw. der mit ihnen zusammenfallenden optischen Hauptindices).

In allen Cordierit-Diagrammen wurde durch Punkte die Lage von α markiert. Dreiecke geben γ an, Kreuze β. Die untersuchten Schliffe stammen — soweit sie von mir selbst gesammelt wurden — von gebirgsorientierten Handstücken und liegen stets senkrecht zu einer Fältelung oder Faser, die als b-Achse angesprochen wurde.

„s“ bzw. „s′“ gibt in den einzelnen Diagrammen die Lage der Spur der Schieferung an.

1. Regelungstyp

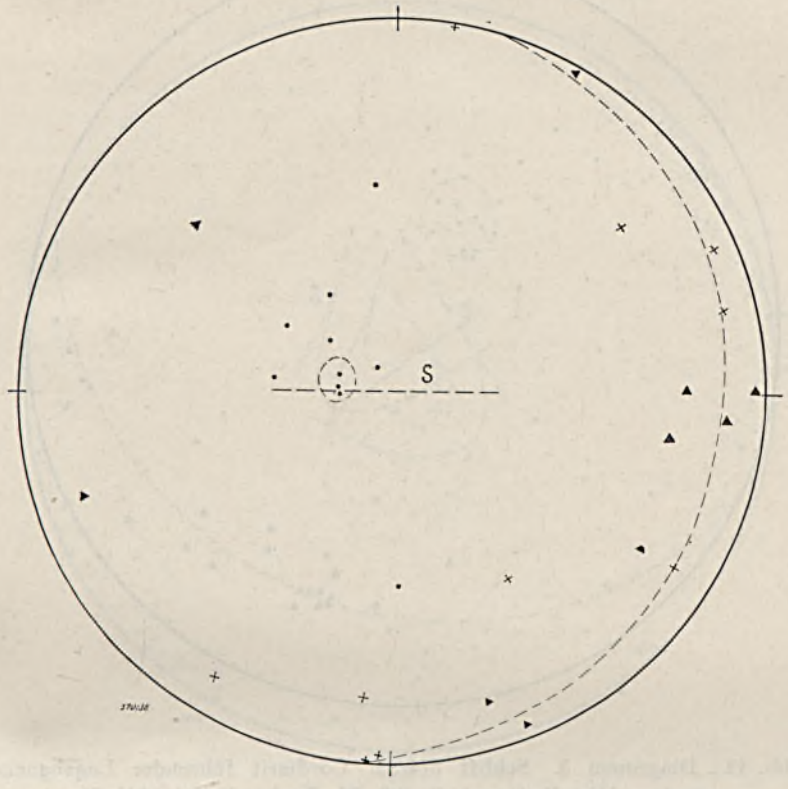


Abb. 11. Diagramm 2. Schliff 111/38. Cordierit führender Lagengneis zwischen Hohenwarth und Bärenhöhle. Die Schliffebene liegt ⊥ zu einer varistisch streichenden und nordöstlich tauchenden Fältelungsachse und Biotitfaser.

Vermessen sind die im Schliff enthaltenen Cordierit-Großkörner. Ihre c-Achsen fallen mit der Richtung der Faltenachse des Gesteins zusammen. Die anderen beiden Kristallachsen besetzen einen dazu senkrecht stehenden Großkreis, der mit dem Biotit-c-Achsen-Gürtel des Gesteins zusammenfällt



Abb. 12. Diagramm 3. Schliff 374/35. Cordierit führender Lagengneis zwischen Watzlhof und P. 492 Bl. Neukirchen b. hl. Bl.

Vermessen die im Schliff enthaltenen, voneinander unabhängigen Cordierit-Großkörner. Der Schliff liegt etwas schräg zu der im Handstück erkennbaren Biotitfaser. Bei der Vermessung ergibt sich, daß auch hier die Cordierit-c-Achsen zusammenfallen mit dieser varistisch streichenden Biotitfaser. Die beiden anderen Cordieritachsen besetzen den hierzu normalen Großkreis und zeigen innerhalb dieses Kreises eine deutliche Sonderung in ein Maximum von β und eines von γ. Ersteres besetzt haupthauptsächlich den Schieferungspol, letzteres die Richtung a des Gesteins



Abb. 13. Diagramm 4 gibt die Biotitverteilung im gleichen Schliff wie Diagramm 3 wieder. Das Diagramm weist eine sehr große Übereinstimmung mit dem Cordierit-Diagramm auf. Der Biotitgürtel ist allerdings breiter und verwaschener als der der Cordierite

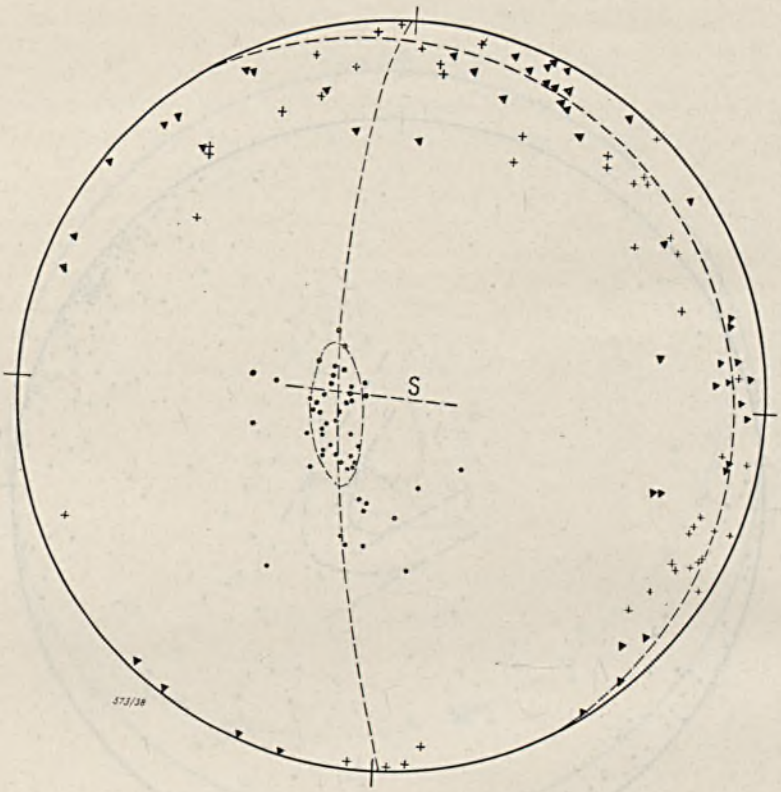


Abb. 14. Diagramm 5. Schliff 631/37. Plattiger Sillimanit-Cordieritgneis mit Granat von Windischbergerdorf auf Bl. Cham-Ost. Der Schliff liegt annähernd senkrecht zu einer varistisch streichenden und nordöstlich tauchenden Sillimanit-Faser des Gesteins

Auch hier fallen die Cordierit-c-Achsen zusammen mit der im Gestein erkennbaren Faser, die beiden anderen Achsen besetzen wieder den dazu normalen Großkreis-Gürtel. Hier sind sie bunt gemengt, es zeigt sich keine bestimmte Lage von Maxima für β und γ

Die Cordierit-c-Achsen zeigen außerdem noch eine deutliche besondere Auseinanderziehung in der Ebene (100) des Gesteins, die sich im „2. Regelungstypus" der Cordierite als ständiges Kennzeichen findet und wahrscheinlich auf eine 2. Beanspruchung um herzynisch streichende Faltenachsen zurückgeht

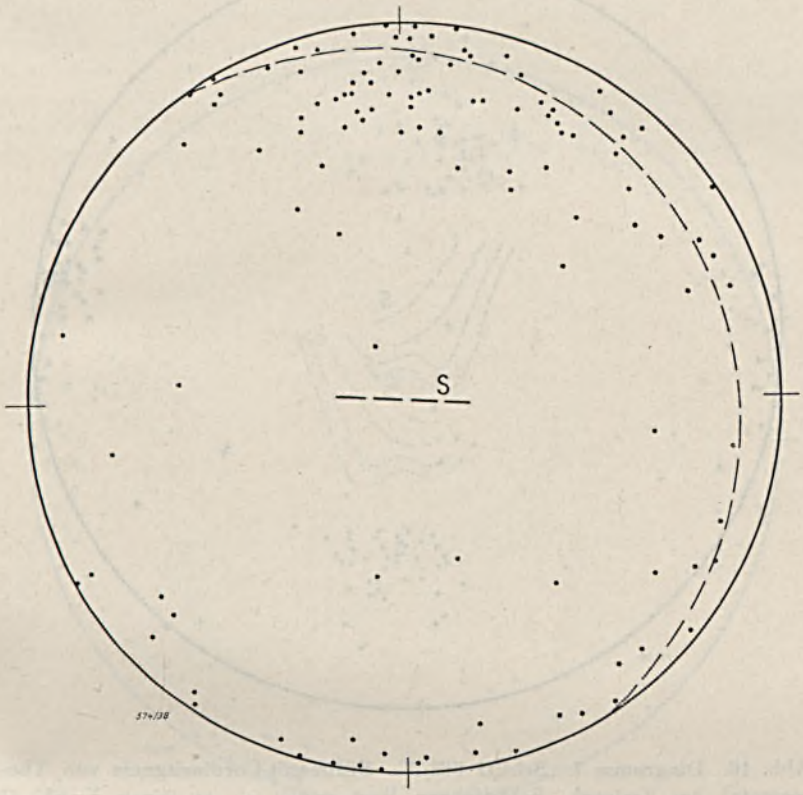


Abb. 15. Diagramm 6. Biotitgefüge im gleichen Schliff wie dem vorausgehenden. Das Gefüge erlaubt die Deutung auf Einregelung in denselben Großkreis wie Cordierit β und γ. Doch sind daneben offenbar noch andere Verteilungselemente wirksam, die wegen zu geringer Kornzahlen nicht genauer erfaßt werden können

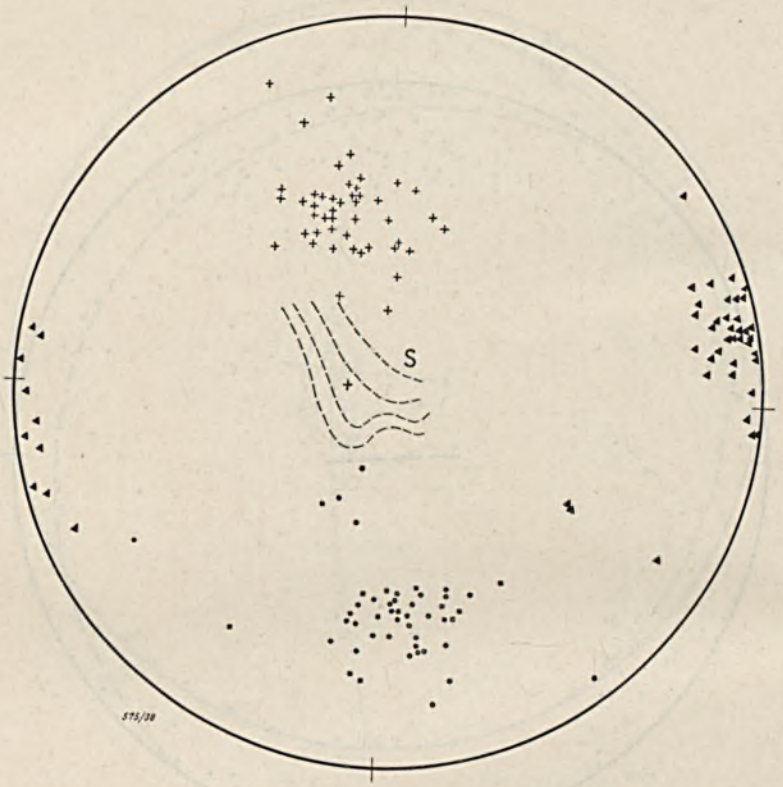


Abb. 16. Diagramm 7. Schliff 668/37. Sillimanit-Cordieritgneis von Theresiental bei Zwiesel. Schliffebene liegt genau + zu einer N 65° O streichenden und nordöstlich tauchenden Kleinfaltenachse. Das Cordieritgefüge ist nicht eindeutig auf dieselben Symmetrie-Elemente wie das Biotitgefüge beziehbar. Es deckt sich nur γ mit dem Schieferungspol, α und β sind dagegen um 40—50° gegen die Biotit-b-Achse verdreht. Die Anhäufung jedes der drei Cordierit-Hauptindices in einem eng begrenzten Maximum spricht dafür, daß dieses Gefüge aus einer Zerlegung eines einzigen großen Cordieritkristalls hervorgegangen ist. Vermutlich erklärt sich auch die Unsymmetrie zum Biotitgefüge aus diesem Umstand. Die einzelnen α-Pole, die sich vom Hauptmaximum ablösen und dem Zentrum der Figur zustreben, sind vermutlich Kleinkörner, die sich der gegebenen Gefügesymmetrie einpassen

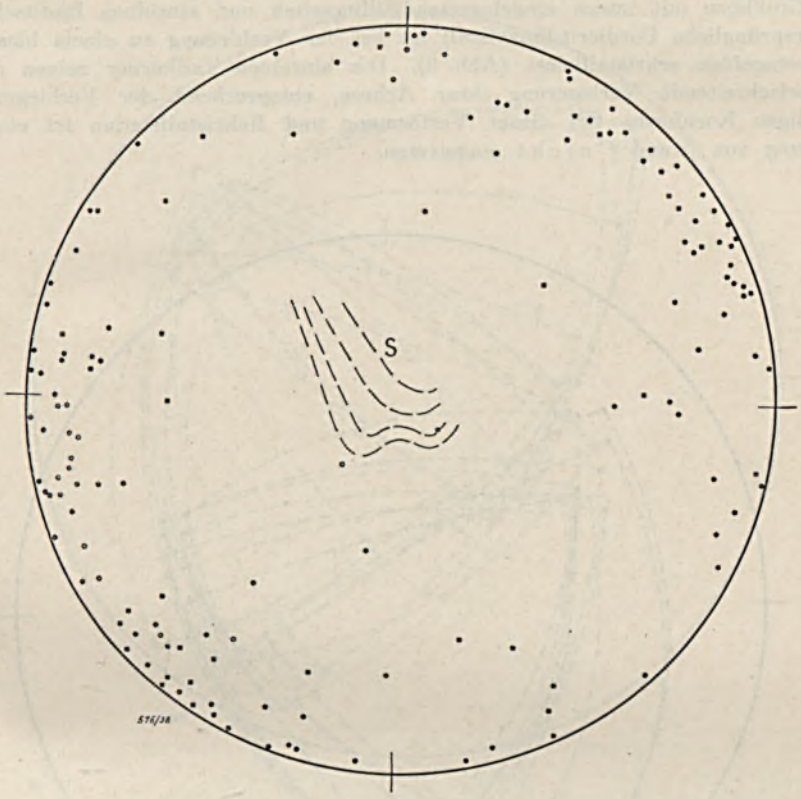


Abb. 17. Diagramm 8. Schliff 668/37. Biotitdiagramm des gleichen Gesteins wie Diagramm 7. Die Verteilung der Biotit-c-Achsen zeigt klar die Rotation um die nordöstlich tauchende Faltenachse

2. Regelungstyp

Siehe Abb. 9 u. 10 auf S. 310 u. 311

Schliff 112/38. Cordierit führender Gneis am Regenufer, nahe der Südwestecke des Blattes Neukirchen. Schliffebene ⊥ zu einer herzynisch streichenden und nordwestlich tauchenden Faltenachse. Vermessen wurde ein ehemaliges Cordierit-Großkorn mit intern eingelagerten Sillimaniten und einzelnen Biotitschuppen. Der ursprüngliche Cordierit-Einkristall ist bei der Verbiegung zu einem blastischen Kleinkorngefüge rekristallisiert (Abb. 9). Die einzelnen Teilkörner zeigen deutlich die fortschreitende Verlagerung ihrer Achsen, entsprechend der Verbiegung der ehemaligen Kornform. Bei dieser Verformung und Rekristallisation ist eine Vertauschung von β und γ nicht eingetreten.

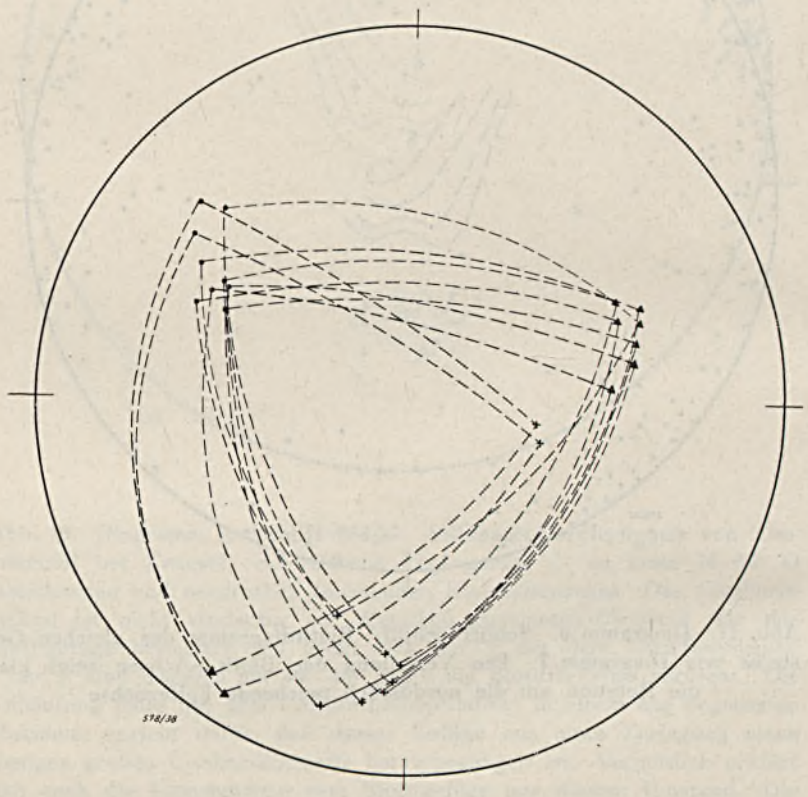


Abb. 18. Teildiagramm 10. Cordieritkörner 37—45 aus Cordieritgneis Hohlbeerberg. Schliff 663/37 Bl. Cham-Ost. Eine Gruppe von Cordieritkörnern sehr einheitlicher Lagerung ist sehr wahrscheinlich wie beim vorhergehenden Diagramm aus einem ursprünglich einheitlichen Großkorn entstanden. Zwei andere Teilkörner mit zwar ebenfalls „ähnlicher" Lage zeigen dagegen Vertauschung von β und γ und größere Abweichung von den übrigen. Sie gehen jedenfalls auf ein Zwillingskorn zum ersten zurück

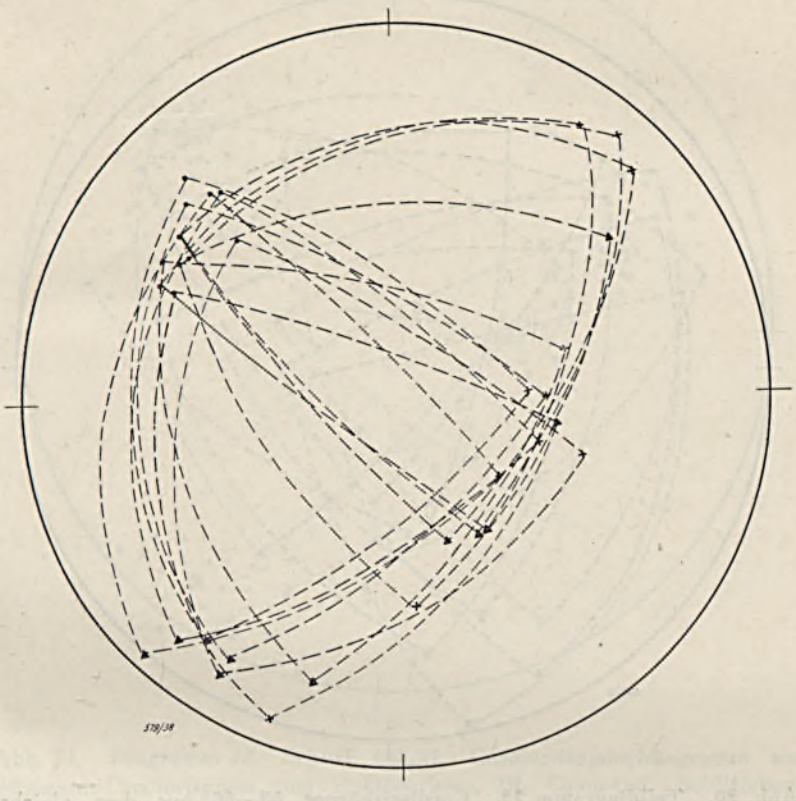


Abb. 19. Teildiagramm 11. Cordieritkörner 26—36, Cordieritgneis Hohlbeerberg. Viel stärkere Streuung der β- und γ-Pole. Wahrscheinlich aus verschiedenen Ausgangskörnern hervorgegangen, die möglicherweise zueinander in Zwillingsstellung waren

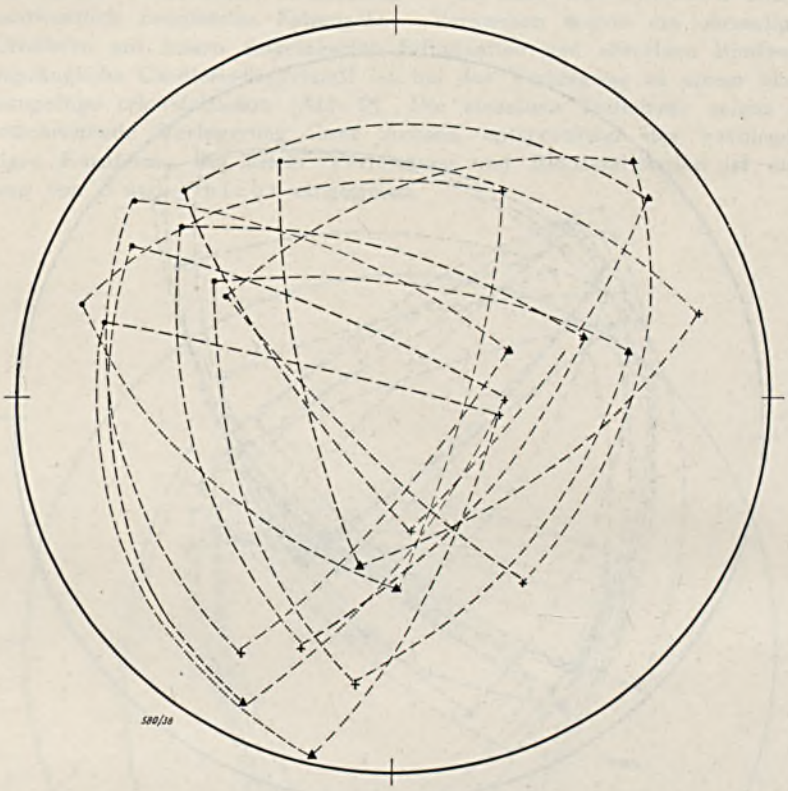


Abb. 20. Teildiagramm 12. Cordieritkörner 58—66 aus dem gleichen Schliff wie die vorausgehenden. Bei ähnlicher Gesamtlage der Cordieritachsen ist hier die Streuung der Einzelkörner sehr viel größer, so daß das Bild eher als Regelung völlig unabhängiger Einzelkörner zu verstehen ist wie als solche von Teilkörnern nach einem oder mehreren Ausgangskristallen

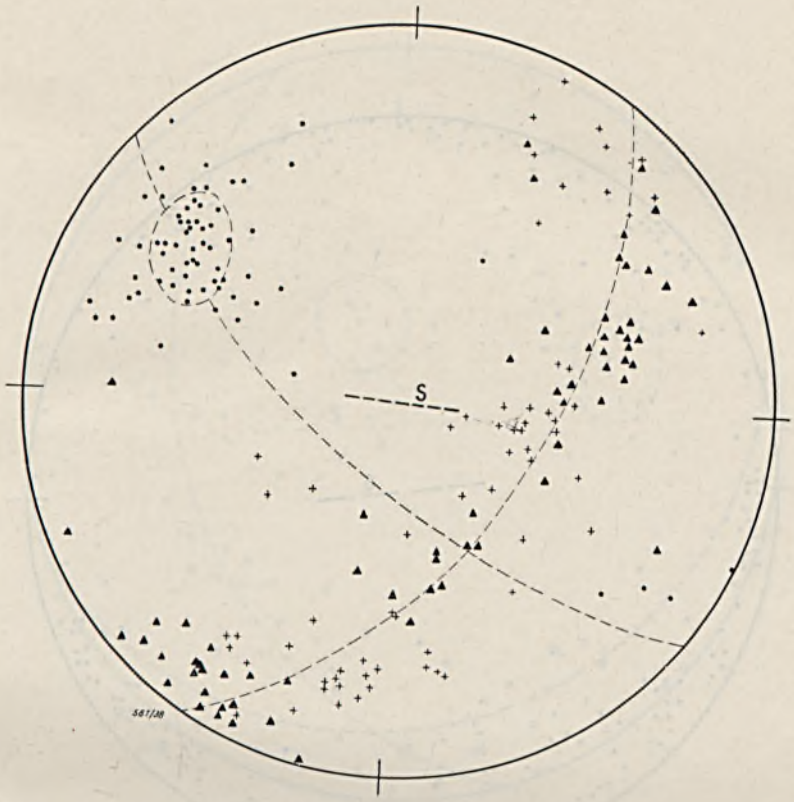


Abb. 21. Diagramm 13. Schliff 663/37, Cordieritsammeldiagramm aus Sillimanit-Cordieritgneis vom Hohlbeerberg, Bl. Cham-Ost. Schliffebene liegt ⊥ zu herzynisch streichendem und nordwestlich tauchendem Faltenstengel

Das Cordieritgefüge ist kleinkörnig. Seine Symmetrie-Elemente liegen deutlich schief zum entsprechenden Biotitgefüge. Abweichend von den bisher betrachteten Regelungsbildern ist eine stärkere Andeutung eines 2. „Gürtels", der über das Maximum der Cordierit-c-Achsen läuft. Dieses liegt selbst dem peripheren, ausgezeichneten Biotitgürtel und seinem Schnitt mit der Spur der Schieferung ziemlich nahe

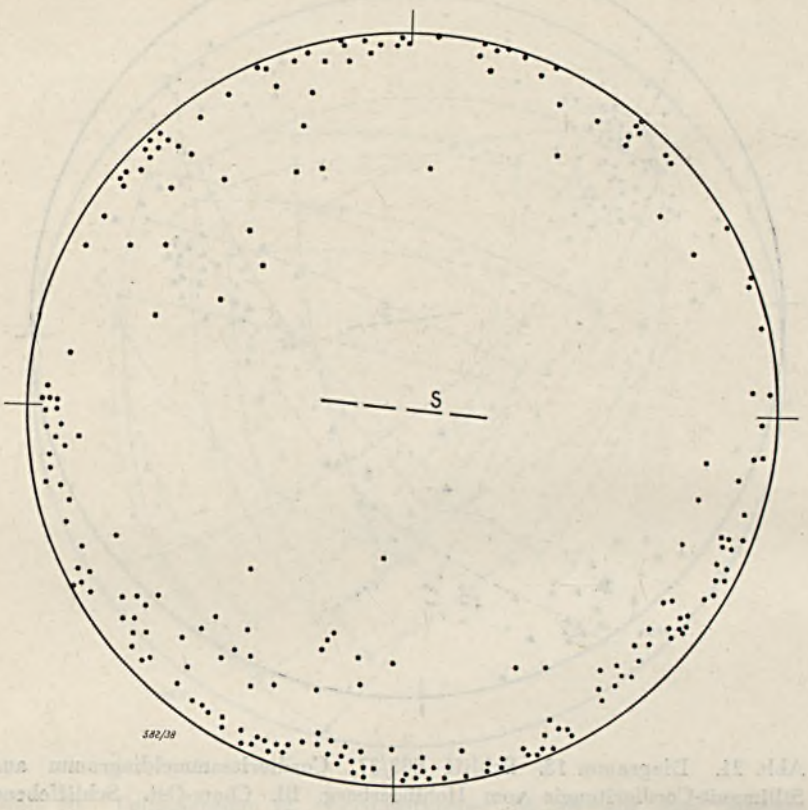


Abb. 22. Diagramm 14. Schliff 663/37. Biotit-c-Achsen-Diagramm aus Sillimanit-Cordieritgneis vom Hohlbeerberg, Bl. Cham-Ost.

Der Biotit ist offenbar mit seinen Basisflächen ausgezeichnet eingeregelt in die um eine herzynisch streichende Faltenachse verbogene s-Fläche

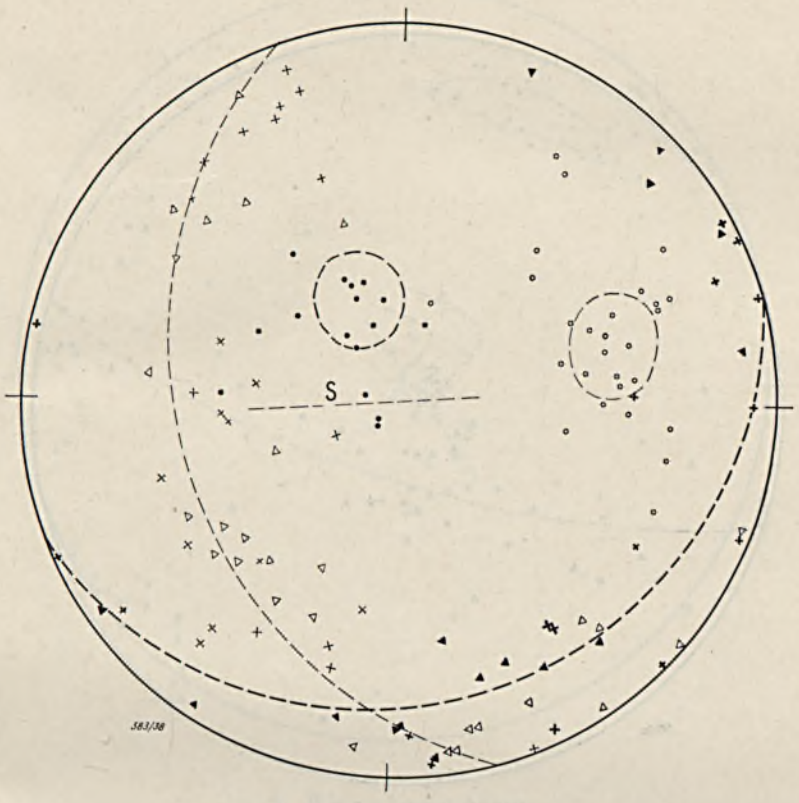
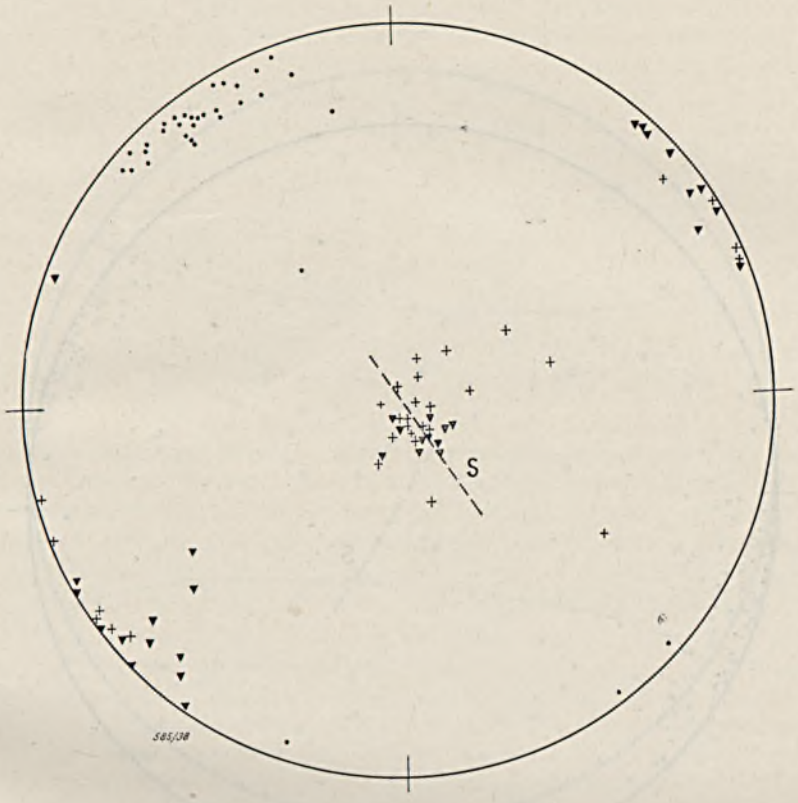


Abb. 23. Diagramm 15. Schliff 113/38. Plattiger Granat-Sillimanit-Cordieritgneis mit //b gerunzelten Sillimanit-Biotithäuten, östlich Rieding, Bl. Cham-Ost. Schliffebene ⊥ Fältelungsachse. Durch Zerlegung der ehemaligen Cordierit-Großkörner entstand ein mehrgürteliges Cordierit-Kleinkorngefüge, deren Drehachsen jeweils durch Cordierit-c-Achsen besetzt sind. Schiefe Überprägungen? Verschiedene Stärke der Signaturen kennzeichnen die zu verschiedenen Großkörnern gehörenden Kleinkorngruppen



Abb. 24. Diagramm 16. Spinell-Sillimanit-Cordieritgestein aus dem Steinbruch Wölsting. Schliffebene ⊥ zu einer Faltenachse mit herzynischem Streichen. Schliff 627/37 (vgl. Taf. 12, Fig. 3 u. 4).

Das ursprüngliche Großkorngefüge ist tektonisch zu einem Kleinkorngefüge umgeformt. Die c-Achsen liegen als zerdehntes Maximum randnahe, etwa der Durchbewegungsrichtung a der im Schliff erkennbaren Falte entsprechend. Die beiden anderen Cordierit-Achsen besetzen in bunter Mischung den zugehörigen Großkreis



3. Regelungstyp

Abb. 25. Diagramm 17. Schliff 1249/37 (Prof. Dorn-Tübingen). Plattiger Sillimanit-Cordieritgneis P. 533 b. Stein auf Bl. Tiefenbach. Das geregelte Cordieritgefüge besteht aus in s sehr langgestreckten Großkörnern, die z. T. in ein Kleinkorngefüge zerlegt sind. Vermessen wurde nur das Großkorngefüge. Die c-Achsen liegen wieder am Rande und zwar in der Spur von s. Die a- und b-Achsen der Cordierite belegen ebenfalls fast ausschließlich zwei getrennte Maxima. Gürtel sind höchstens schwach angedeutet. Die beiden Achsen sind bunt gemischt in jedem ihrer Maxima. Eine Abstammung aus einem noch viel größeren einheitlichen Cordieritkristall ist deswegen unwahrscheinlich. Das Biotitgefüge harmoniert mit dem Cordieritgefüge nicht nur in der Lage des Maximums, sondern auch in dem Charakter eines „s-Tektonits" mit starker Rückbildung aller Gürtel

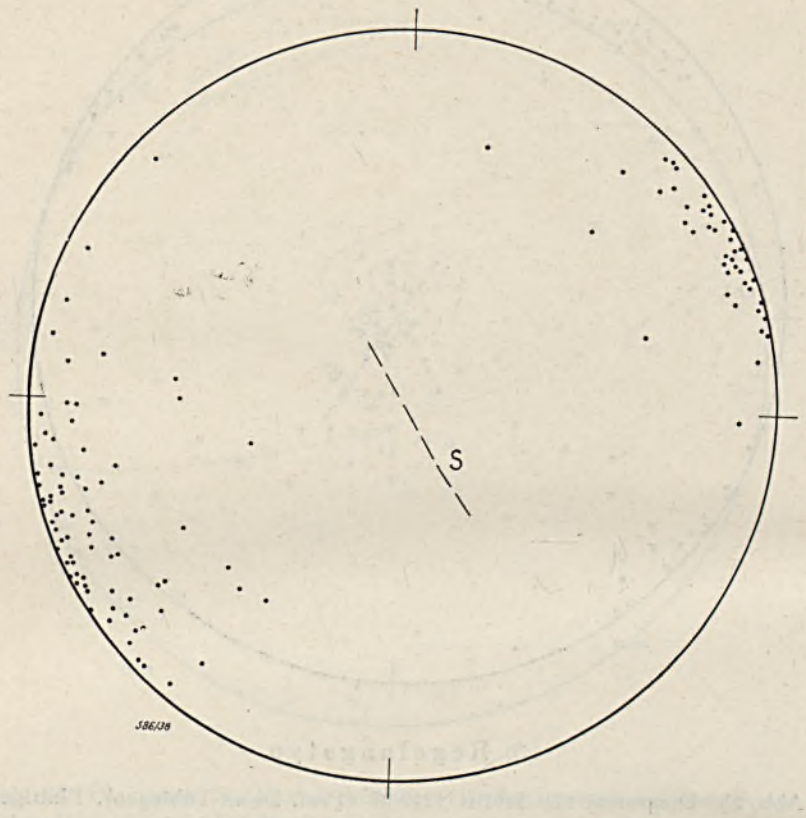
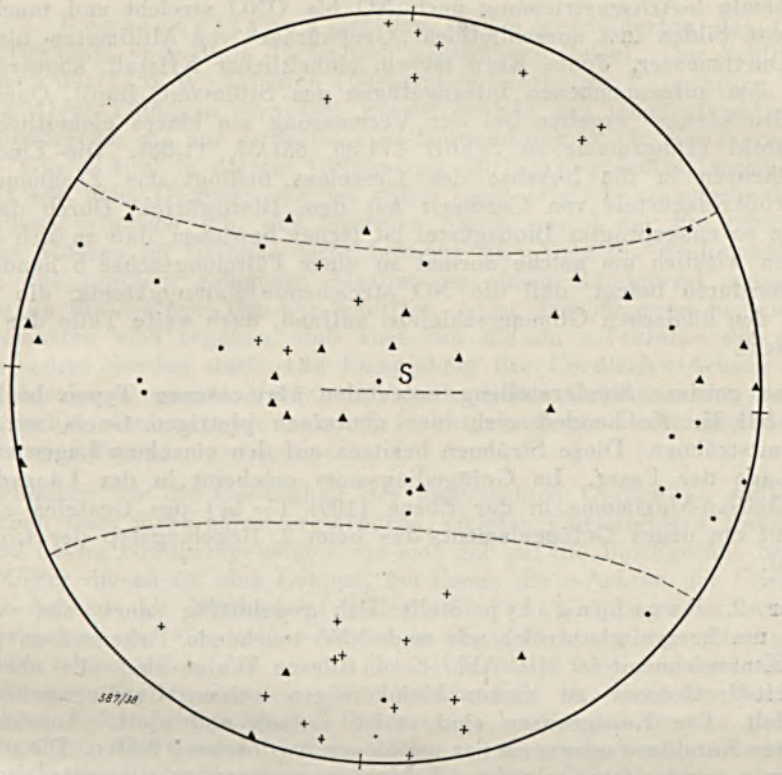


Abb. 26. Diagramm 18. Wie Diagramm 17, aber hier vermessen die Lage der Biotit-c-Achsen, die mit der Einregelung der Cordierit-γ-Indices übereinstimmt. Die Biotit-c-Achsen belegen den Schieferungspol. Gürtelbildungen sind nur schwach angedeutet



Anhang

Abb. 27. Diagramm 19. Schliff 519 (Prof. Kalb-Köln). Cordieritgefüge eines Cordierit-reichen Auswürflings vom Laacher See. α und γ besetzen einen aequatorialen Gürtel parallel s. β erscheint im Schieferungspol angereichert

Als 1. Regelungstyp des Cordierits sei hier derjenige herausgestellt, den ich bereits 1929 qualitativ erkannt und beschrieben habe. Die c-Achsen der Cordierite sind hier in die Faltenachsen der Gneise eingeordnet. Dieser Typus beherrscht alle jene Teile des Baues, in denen die Kleinfalten und die achsiale b-Achsenstriemung nach NO bis ONO streicht und taucht. Die Cordierite bilden fast ausschließlich „Großkörner" von Millimeter- bis Zentimeter-Durchmesser. Jedes Korn ist ein einheitlicher Kristall, abgesehen von den in ihm aufgenommenen Interngefügen aus Sillimanit, Biotit, Quarz usw. Die „Großkörner" ergeben bei der Vermessung ein klares einheitliches Regelungsbild (Diagramme zu Schliff 374/35, 631/37, 11/38). Die Einordnung der c-Achsen in die b-Achse des Gesteines bedingt das Zusammenfallen des Großkreisgürtels von Cordierit mit dem Biotitgürtel. Durch das Vorkommen so ausgeprägter Biotitgürtel ist ferner bewiesen, daß es sich bei den Schliffen wirklich um solche normal zu einer Fältelungsachse b handelt. Es wird hierdurch belegt, daß die NO streichende Faltentektonik, die ich zuerst in den künischen Glimmerschiefern auffand, auch weite Teile der Gneise beherrscht.

Eine gewisse Sonderstellung unter den vermessenen Typen besitzt die Probe 631/37. Es handelt sich hier um einen plattigen Gneis mit dicken Sillimanitsträhnen. Diese Strähnen besitzen auf den einzelnen Lagen verschiedene Lage der Faser. Im Gefügediagramm erscheint in der Längsdehnung des c-Achsen-Maximums in der Ebene (100) (= bc) des Gesteins ein Hinweis auf ein neues Gefügeelement, das beim 2. Regelungstyp der Cordierite herrscht.

Der 2. Regelungstyp stellt sich regelmäßig dort ein, wo die Gneise um herzynisch streichende und NW tauchende Faltenachsen gefaltet sind. Kennzeichnend ist die Abb. 8. In dieser Weise sind alle ehemaligen Cordierit-Großkörner zu einem kleinkörnigen reinen Cordieritgefüge umgewandelt. Die Korngrenzen sind meist einfach und glatt. Anzeichen unverheilter Kataklase oder auch nur undulöser Auslöschung fehlen. Die einzelnen Teilkörner sind stets scharf und klar gegeneinander abgesetzt und verschwimmen oder verfließen nie zusammen. Wir können verfolgen, daß durch die Zerlegung des alten Großkornes ein Anfang zu einem neuen Gürtel geschaffen wird. Da im Falle des Schliffes 112/38 α und γ des Cordierits randnahe lagen, werden diese durch die neue Drehachse am weitesten zu einem Rand-Gürtel zerteilt, während die zentral gelegene Gruppe β nur eine geringfügige Umordnung erlitt. Den Vorgang der Kornzerteilung zu verfolgen gestatten auch die Teildiagramme zu Schliff 663/37. Sie zeigen, daß eine recht erhebliche Umordnung der einzelnen Teilkörner bei dieser Bewegungs- und Kristallisationsphase eingetreten ist. Das gesamte Diagramm 663/37 lehrt ein Zweigürtelbild im Cordierit kennen, ähnlich dem von 631/37, aber von abweichender Lage gegen das Biotitgefüge. Es scheint sich hier um eine schräge Überprägung durch die jüngere herzynische Tektonik zu handeln.

Schliff 627/37 ist typisch für jene Fälle, in denen die jüngere Beanspruchung nahezu normal auf den älteren gerichteten Gefügen liegt, also im Sinne Sander's ein „b⊥b"-Gefüge schafft. Es muß hier wohl angenommen werden, daß der Gürtel von β und γ bereits vor der herzynischen Tektonik angelegt war durch Rotation um die ältere Faltenachse, die mit der Lage

der Cordierit-c-Achse zusammenfällt. Die jüngere Tektonik, deren Achse zur Zeichenebene normal liegt, bedingt die Zerdehnung des α-Maximums zu einem beginnenden Randgürtel. Daneben wird sie durch Vermehrung der Kornzahlen auch zur größeren Streuung der β—γ-Pole beigetragen haben.

Als 3. Regelungstypus ist den bisher geschilderten das Gefüge eines s-Tektonits vom Blatt Tiefenbach gegenüberzustellen. Der Schliff, der im Rahmen der G. B. W.-Arbeiten (Gemeinschaftsarbeiten Bayerischer Wald) von Prof. Dorn-Tübingen veranlaßt wurde, besteht aus langgestreckten Cordieritgroßkörnern, die nur teilweise eine Umwandlung in ein Kleinkorngefüge erlitten. Gürtel sind in diesem Gefüge nur dürftig angedeutet, sowohl beim Cordierit wie beim Glimmer. Es ist daher kaum möglich zu entscheiden, ob die Cordierit-c-Achsen $// b_1$ des Gesteins liegen, zumal mir die tektonische Lage des Stückes im Gelände nicht bekannt ist. Aber die beginnende Zerdehnung des randlich gelegenen Maxima zu einem Randgürtel erinnert in allem so an die Gefüge, die bei Schliffen $\perp$ zu den jüngeren herzynischen Faltenelementen sich ergaben, daß auch bei diesem s-Tektonik die gleiche Lage gefordert werden darf. Die Einspielung der Cordierit-c-Achsen in ein einziges Maximum spricht dafür, daß auch dieses Gestein nicht nur eine Plättung erlitt, sondern auch innerhalb s ausgezeichnete Richtungen der Beanspruchung aufwies.

Überblicken wir die Gesamtheit der untersuchten Gefüge, so stellen wir fest: Neben noch nicht näher erklärbaren schiefen Gürtelbildern finden sich auffallend häufig Gefügeregelungen, die sich gut auf die Biotitgefüge beziehen lassen. Unter diesen ist eine Gruppe, bei denen die c-Achsen der Cordierite in die b-Achsen der Biotitgürtel fallen. Eine 2. Gruppe weist scheinbar eine Einregelung der Cordierit-c-Achsen in die a-Richtung von Biotitgürteln auf. Es ist festzustellen, daß es sich hierbei nicht um zwei Einregelungstypen in gleichartigen Falten handelt. Der zweite Fall ist vielmehr beschränkt auf jüngere Falten abweichender Richtung (b_2), die das bereits geregelte Cordieritgefüge übernommen haben, ohne es so weitgehend verändern zu können, daß die ältere Regelung ausgelöscht wäre. Das Maximum der Cordierit-c-Achsen gibt also auch in diesen Schliffen die Lage der älteren varistisch gerichteten Faltung (b_1) an. Die Cordierite erwiesen sich bei der jüngeren Tektonik als schwerer umorientierbar als die Biotite, die bereits vollkommene Gürtel der neuen Lage bilden.

Zur Erklärung der beobachteten Gefügeregelungen könnte allenfalls vorgebracht werden, daß der Cordierit entsprechend geregelte fremde Mineralgefüge paramorphosiere. Beispiele einer paramorphen Ersetzung z. B. von Biotit durch Cordierit sind bekannt und z. B. von Ramdohr (1921, S. 298) aus Andesiten beschrieben. Hier übernimmt der Cordierit mit seiner c-Achse die Lage der Biotit-c-Achse. Eine solche Beziehung ist aber in unseren Gesteinen unmöglich verwirklicht. Die Cordierit-c-Achse liegt in den Gneisen immer parallel s, also etwa parallel zur Basis der Biotite. Aus Gründen des Kristallfeinbaues ist es ausgeschlossen, daß diese Raumlage durch die Biotite „geimpft" sein könnte. Auch andere Mineralien können nicht in Frage kommen. Z. B. würde die Übernahme der Quarz-c-Achsen-Lage durch Cordierit niemals zu einer Einregelung in die Faltenachsen führen können, da gerade diese Orientierung durch Quarz stets vermieden wird. Es ist also zu

schließen, daß die Cordierite ihre Lage eigengesetzlich erwarben und nicht von ihren Vorgängern erbten.

Über diese Regelung selbst konnte Klarheit nur für die Veränderungen innerhalb der jüngeren herzynischen Tektonik geschaffen werden. Es handelte sich bei ihr zweifellos um eine Kataklase der älteren Großkristalle nach den Festigkeitseigenschaften und um Relativbewegungen der Teilkörner zur Anpassung an die herrschenden Spannungen; beide Vorgänge wurden begleitet und überdauert von Neukristallisation.

Viel entscheidender scheint aber für das Cordieritgefüge die vorausgehende tektonische Phase gewesen zu sein mit der Anlage varistisch streichender Falten. Auf diese Phase geht die Einregelung der c-Achsen $// b_1$ zurück, ebenso wie die Anlage der $\beta\gamma$-Gürtel (Schliff 631/37 und 111/38). Ich habe mich früher dahin ausgesprochen, daß die Einregelung eine Art Abbildung der gerichteten besten Wegsamkeit des Gesteins sei. Ich halte dies heute nicht mehr für eine genügende Erklärung, da die parakristalline Deformation der Sillimanite mir gesichert erscheint und hieraus auch auf eine Mitdeformation der Cordierite geschlossen werden kann. Ich möchte daher annehmen, daß die Einregelung der Cordierit-c-Achsen in die b-Achse eines tektonischen Transportes die mechanisch stabile Lagerung ist. Leider sind mir keine Arbeiten bekannt über Translation im Cordierit oder über die Gleitgerade bei der Verzwillingung. Hieraus müßten sich Aussagen über die stabile Lage ergeben. Daß der Cordierit bei gewöhnlicher Tektonik nicht translatierbar ist, ja daß er offenbar auch unter den Bedingungen der „herzynischen Tektonik" nicht translatierbar war, braucht nicht auszuschließen, daß es auch für den Cordierit Bedingungen geben kann, bei denen Translationen und damit ein anderer Verformungsstil möglich ist. Man braucht in diesem Zusammenhang nur an den Quarz zu erinnern, dessen mechanisches Verhalten sehr große Gegensätze aufweist.

Es wird natürlich von Belang sein, die Art der Cordieritgefüge auch ganz anderer Gebiete kennen zu lernen, und so ein Bild über das gesamte Verhalten dieses bisher in der Gefügekunde vernachlässigten Minerals zu gewinnen. Es sollte mich freuen, wenn dieser Anregung Folge geleistet würde.

Einen kleinen Beitrag hierzu bilde das Diagramm eines Cordierit-reichen Auswürflings aus dem Laacher Seegebiet, dessen Auswertung mir Herr Prof. Kalb liebenswürdigerweise gestattete (Abb. 27).

Das Regelungsbild ergibt hier eine Bindung der Achsenebene der Cordierite an eine parallel dem Äquator (parallel Spur von s) verlaufende Zone in einer Gesamtbreite von 60°. Innerhalb dieser Zone ist die Achsenverteilung recht unregelmäßig verstreut. Der ganze Gefügetypus weicht von dem der Bayerischen Wald-Gneise stark ab. Er dürfte hauptsächlich von der Wegsamkeit des Gesteins beim Wachsen der Holoblasten bedingt sein.

Im ganzen sind diese Untersuchungen jedenfalls geeignet, die von Harker (1932) getroffene Einteilung der Mineralien in „Stress"- und „Antistress"-Typen in Frage zu stellen und damit auch die bisherige Klassifikation solcher Gebiete mit Cordierit-Sillimanit-Fazies als „statisch"-metamorph. Was hat zu dieser Vorstellung den Anstoß gegeben? Doch nur die immer wiederkehrende Beobachtung, daß in Gebieten mit „epi"- oder „meso"-zonalem

Metamorphosehabitus Cordieritgesteine umgeprägt werden z. B. zu Granat-Biotit-Gesteinen (vgl. Scheumann 1925), oder daß Cordierit als Neubildung in statischen Hornfelsen auftritt. Beide Beobachtungen sind richtig, aber ihre Vereinigung zu der Vorstellung, daß Cordierit überaus stressempfindlich und nur unter statischen Bedingungen stabil sei, ist nicht gerechtfertigt. Die Umprägungen von Cordierit in Mineralien der Glimmergruppe usw. beweisen ja nur, daß der Cordierit unter den P-T-Bedingungen dieser Bildungsräume instabil war. Die Umrührwirkung der Tektonik wirkte nur beschleunigend auf den Ablauf jener Umsetzungen, die sich auch sonst hätten vollziehen sollen. Wie steht es aber mit jenen Bildungsräumen, in denen die Cordierite wirklich stabil waren? Kann durch tektonische Beanspruchung das Stabilitätsfeld verändert werden? Es ist dies in gewissen Grenzen zuzugeben, da durch vermehrten Druck den Volumen-Reaktionen eine vermehrte und geänderte Bedeutung zugeteilt wird. Lösen die Beanspruchungen aber erst einmal Bewegungen aus, so findet eine Entlastung statt und keine Steigerung der inneren Spannungen. Außerdem wirkt vermehrte Wärme in entgegengesetztem Sinn wie vermehrter Druck. Es ist also durchaus denkbar, daß in stark durchwärmten Zonen auch unter zusätzlichen tektonischen Spannungen die Cordierite im Stabilitätsfeld bleiben. Besteht irgend ein Grund zu bezweifeln, daß tektonische Bewegungen auch stark durchwärmte Rindenteile in verhältnismäßig geringer Tiefe erfassen können? Die Wärme und die hierdurch bedingte Rekristallisation kann jedenfalls doch nicht die Mitdurchbewegung solcher Zonen verhindern. Im Gegenteil, die Wärme müßte die Festigkeit der Materialien herabsetzen, also die Verformung eher erleichtern. Es ist also durchaus möglich, der bisherigen Deutung solcher Gebiete als statisch-metamorpher Paramorphosen nach einem älteren Verformungsbild anderer mineralfazieller Prägung eine neue Deutung entgegenzusetzen als Räume parakristalliner Prägung in Cordierit-Sillimanitfazies, ähnlich wie dies in weitem Umfang für migmatische Gneise bereits angenommen wird. Der Unterschied tritt bei den „magmatogenen" Gesteinstypen heraus. Auf der einen Seite kommen rekristallisierte Orthogneise und -Blastomylonite vor, andererseits fließgeregelte Kristallgranite, deren Erstarrung die Tektonik überdauerte. Die Durchwärmung hat in diesen Fällen länger vorgehalten, als die orogenetischen Bewegungen.

Solche fließgeregelte Granite sind aber für weite Teile des Bayerischen Waldes typisch.

Ich betrachte daher in Übereinstimmung mit den Anschauungen von Wegmann u. a. die Cordierit-Sillimanit-Gneisgebiete ebenso wie die Migmatite nicht als „Katazone" im Sinne Grubenmann's, also als besonders tiefe Krustenteile, sondern als solche seichter bis höchstens mittlerer Tiefenlage, die während starker Durchwärmung geformt wurden.

Die Unterschiede zwischen den Cordieritgneisen und den gewöhnlichen Glimmer-Feldspatgneisen sind stofflicher Natur. Die bisherige Auffassung geht meist dahin, daß die vormetamorphen Ausgangsmaterialien verschieden waren. Dies wird sicher in vielen Fällen mitwirken, aber daneben sind in den untersuchten Gneisen einwandfrei erhebliche sekundäre Stoffverschie-

bungen nachweisbar, wie z. B. die metasomatische Ersetzung von Granat und Feldspat durch Cordierit, von Feldspat durch Sillimanit, die zu einer Besprechung des Stoffproblems nötigen.

3. Das Stoffproblem

M. Stark (1930) hat der Auffassung von der primären Natur des Stoffbestandes bei Beschreibung der Cordierite mit zentraler Sillimanitnadelführung den klarsten Ausdruck gegeben, indem er erklärte, daß diese Cordierit-Sillimanitlagen sedimentären Ton-Feinschichten entsprechen, deren Tonerdeüberschuß nach außen abklinge, so daß er hier nur noch zur Kristallisation von Cordierit allein ausreiche. Demgegenüber ist bei den Cordieritgneisen des Bayerischen Waldes hervorzuheben, daß die Cordierit-Sillimanitflaser alle Anzeichen einer sekundär angelegten Gleitflaser trägt, die ein älteres Parallelgefüge diskordant überschneiden kann. Es kann sich also bei der stofflichen Sonderung nicht um eine sedimentäre Anlage handeln. Außerdem zeigen alle Cordierite, die für sich isoliert in einem andersartigen Mineralgefüge liegen, daß der sillimanitfreie Außenrand auch quer zum Intern-s verläuft, also einen einschlußfreien Mantel bildet. Dieser kann nicht durch Vektoren beliebiger Art ⊥ zum Intern-s geschaffen worden sein. Es besteht mindestens eine formale Ähnlichkeit mit jenen Feldspatholoblasten, die so häufig in metamorphen Gesteinen einen einschlußerfüllten Kern und eine klare Außenzone zeigen. Man betrachtet diese Erscheinung meist als einen Beweis, daß das Wachstum solcher Porphyroblasten sich in zwei verschiedenen Zeiträumen abgespielt habe, zwischen denen eine Änderung physikalischer Bedingungen eingetreten sei, die wieder eine Änderung in der Wachstumsgeschwindigkeit der Holoblasten bewirkte. Wenden wir diese Erklärung auf den vorliegenden Fall an, so würde sie uns eine kleine Differenzierung im Kristallisationsablauf der Cordierite erlauben. Ich möchte jedoch eine andere Erklärung vorziehen. Ich habe schon weiter oben auf die Reaktionen zwischen den verschiedenen Phasen Sillimanit, Cordierit, Kalifeldspat, Biotit hingewiesen. Je nach den Konzentrationsschwankungen von Alkalisilikat im Intergranularennetz werden sich die Gleichgewichte entweder zugunsten oder ungunsten von Sillimanit + Cordierit verschieben. In letzterem Falle bildet der Sillimanit einen Al-Speicher, der durch diffusive Wanderungen durch das Cordieritgitter hindurch allmählich aufgezehrt wird. (Dunn 1932). Erst nach der Aufzehrung des letzten Restes wird der Cordierit selbst angegriffen und aufgezehrt. Umgekehrt erscheint der Sillimanit als Belag externer Bewegungsflächen bei einer Störung der Gleichgewichte zuungunsten der Kali führenden Al-Silikate. Beide Fälle sind in den Gneisen verwirklicht. — Diese Auffassung einschlußfreier Außenzonen von Holoblasten als Reaktionszonen statt Wachstumszonen scheint mir in besserem Einklang mit ihrer Häufigkeit gegenüber dem entgegengesetzten Fall einschlußfreier Kerne und -erfüllter Randzonen zu stehen als die Wachstumserklärung. Daß solche sillimanitfreie Höfe im Cordierit unserer Gneise so häufig auftreten, ist bedingt durch die oben bereits erwähnte jüngere Feldspatisierung. Die Beweise für eine einfache Abbildung sedimentären Stoffbestandes durch die Cordierit-Sillimanitgneise fallen also zusammen.

Um zu einer besseren Beurteilung dieser Gesteine zu kommen, habe ich in einer Reihe von Schliffen die Mineralbestände mit dem Intregationstisch

vermessen und auf Gewichtsprozente der Mineralien umgerechnet. Mit Hilfe chemischer Analysen der Cordierite und Biotite benachbarter Gesteine von verschiedenen Analytikern habe ich hieraus die chemische Zusammensetzung der betreffenden Gneisproben berechnet. Die Ergebnisse dürfen bei dem grobkristallinen Gefüge der Gesteine keinen Anspruch erheben, bereits der wahren Durchschnittszusammensetzung der Gesteine voll zu entsprechen, da hierzu die vermessenen Schliff-Flächen nicht ausreichen, aber immerhin zeigen sie, was für besondere und eigenartige Stoffbestände in ihnen vorhanden sind!

1. Quantitative Mineralbestände auf dem Integrationstisch vermessen

	Vol. %				Gew. %			
	1.	2.	3.	4.	1.	2.	3.	4.
Cordierit:	36,0	43,7	45,0	48,7	34,0	39,9	38,2	43,0
Sillimanit:	13,0	27,0	40,0	42,9	15,0	30,0	41,4	45,0
Biotit:	14,0	29,3	2,0	2,6	15,0	30,1	1,9	2,6
K-Feldspat:	13,0	—	—	—	12,0	—	—	—
Plagioklas:	7,0	—	—	—	6,0	—	—	—
Quarz	16,0	—	—	—	16,0	—	—	—
Erz + Granat:	1,0	—	—	—	(1,7)	—	—	—
Magnetit:	—	—	5,2	1,7	0,7	—	8,6	2,6
Spinell:	—	—	7,8	1,7	—	—	9,9	2,5
Granat:	—	—	—	2,4	1,0	—	—	4,3
Summen:	jeweils 100,0				jeweils 100,0			

1. Sillimanit-Cordieritgneis P. 533 bei Stein auf Bl. Tiefenbach (Schliff 1249/37)
2. Sillimanit-Cordierit-Flaser aus Gneis von Grabitz bei Furth (Schliff 423 GF)
3. Sillimanit-Cordieritgneis, Steinbruch Wölsting, Bl. Cham (Schliff 627/37)
4. Sillimanit-Cordieritgneis, Windischbergerdorf, Bl. Cham (Schliff 632/37)

Zur Berechnung des chemischen Stoffbestandes wurden benützt für Cordierit das Mittel der Analysen von B. Gossner & E. Reindl (1932), Cordierit von Langdorf bei Bodenmais, für Sillimanit die stöchiometrische Formel, für Biotit Analyse von Thiel (1891) aus Cordieritgneis Bodenmais, für Magnetit und Spinell die Formel, Almandin-Analyse von B. Gossner & E. Ilg (1932) vom Roten Koth bei Bodenmais.

Die Umrechnung ergibt:

1. Sillimanit-Cordieritgneis, Schliff 1249/37

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	Summe
Cordierit:	16,61	11,12	1,00	1,79	0,06	2,56	0,15	—	—	0,62	34,0
Sillimanit:	5,57	9,43	—	—	—	—	—	—	—	—	15,0
Biotit:	4,97	2,76	1,35	2,04	0,12	1,75	0,04	0,65	0,22	1,20	15,0
K-Feldspat:	7,34	2,21	—	—	—	—	—	2,04	—	—	12,1
Albit:	3,71	1,05	—	—	—	—	—	—	0,64	—	5,4
Anorthit:	0,26	0,22	—	—	—	—	0,12	—	—	—	0,6
Quarz:	16,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,2
Magnetit:	—	—	0,48	0,22	—	—	—	—	—	—	0,7
Almandin:	0,37	0,19	0,02	0,34	0,01	0,03	0,02	—	—	—	—
Summe:	55,50	27,00	2,90	4,40	0,20	4,30	0,30	2,70	0,90	1,80	100,0

3. Sillimanit-Cordieritgneis, Steinbruch Wölsting, Schliff 627/37

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	Summe
Cordierit:	18,66	12,50	1,12	2,02	0,07	3,25	0,16	—	—	0,69	38,2
Sillimanit:	15,36	26,04	—	—	—	—	—	—	—	—	41,4
Biotit:	0,63	0,38	0,16	0,25	0,01	0,23	0,00	0,09	0,03	0,15	1,9
Magnetit:	—	—	5,93	2,67	—	—	—	—	—	—	8,6
Spinell:	—	6,39	—	2,25	—	1,26	—	—	—	—	9,9
Summe:	34,60	45,30	7,20	7,20	0,10	4,70	0,10	0,10	0,00	0,80	100,1

4. Sillimanit-Cordieritgneis, Windischbergerdorf, Schliff 632/37

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	Summe
Cordierit:	21,00	13,80	1,30	2,20	0,10	3,60	0,20	—	—	0,80	43,0
Sillimanit:	16,70	28,30	—	—	—	—	—	—	—	—	45,0
Biotit:	0,90	0,50	0,20	0,30	—	0,30	—	0,10	0,00	0,20	2,6
Magnetit:	—	—	1,80	0,80	—	—	—	—	—	—	2,6
Spinell:	—	1,60	—	0,60	—	0,30	—	—	—	—	2,5
Almandin:	1,60	0,80	0,10	1,50	0,05	0,15	0,10	—	—	—	4,3
Summe:	40,20	45,00	3,50	5,30	0,15	4,45	0,30	0,10	0,00	1,00	100,0

Zum Vergleich seien beigefügt:

Kaolin:	46,60	39,50	—	—	—	—	—	—	—	13,90	100,0
Kaolin, wasserfrei:	54,10	45,90	—	—	—	—	—	—	—	—	100,0

Ein Vergleich dieser berechneten Stoffbestände mit Kaolin ergibt bei 3. und 4. ein erhebliches Defizit an SiO_2 gegenüber dem reinen Mineral, während die Al_2O_3-Werte nahezu übereinstimmen, wenn man bei Kaolin die wasserfreie Substanz in Rechnung stellt. Hieraus folgt sofort, daß die allermeisten sedimentären Tongesteine sich von den Sillimanit-Cordieritgesteinen dieses Typus wesentlich unterscheiden müssen. Denn die Tongesteine sind fast stets aufzufassen als Gemenge von Kaolin mit Glimmer, Chlorit und Quarz. Es müssen in ihren Analysen also die Kieselsäurezahlen höher liegen als im Reinkaolin, daneben müssen mehr oder weniger große Zahlen von K_2O und (Fe, Mg) O erscheinen. Eine Durchsicht der von Clarke (1916) oder Linck (1913) zusammengestellten Analysen von Tonen, Schiefertonen, Tonschiefern und Glimmerschiefern beweist die Richtigkeit dieses Schlusses. Die Kieselsäurezahlen bewegen sich gewöhnlich zwischen 55 und 70%, die Tonerde zwischen 15—30%. Die Summe der Alkalioxyde sinkt so gut wie nie unter 1,0%, liegt aber meist zwischen 2—5%. Daneben beteiligen sich häufig noch beträchtliche Mengen von CaO an den sedimentären Gesteinen. Man kann also ruhig sagen, daß Gesteine vom Typus der optischen Analysen 3 und 4 keine stofflich unveränderten Abkömmlinge sedimentärer Tone sein können. Als sedimentäres Ausgangsmaterial kämen höchstens Bauxite oder Laterite in Frage. Aber eine solche Deutung stößt sofort auf zwei Schwierigkeiten: 1. die innige Vergesellschaftung dieser Typen mit anderen, sehr reichlich quarzführenden Gneisen und 2. den erheblichen MgO-Gehalt der Sillimanit-Cordieritgneise, der bei den tropischen Sialliten kein Analogon hat.

Auch die Untersuchung des quantitativen Stoffbestandes zwingt also zu dem Schluß, daß diese Gesteine keine stofflich unveränderten Sedimentgesteine sein können.

Das unter 1. aufgeführte Gestein würde zwar sehr wohl eine Deutung als metamorphes Tongestein rein nach dem Chemismus zugelassen. Wenn wir uns aber vor Augen halten, daß in diesem Fall das Gefüge eindeutig eine spätere Zufuhr eines großen Teils des K-Feldspats ins Gestein beweist, andererseits die metasomatische Verdrängung wesentlicher Raumteile anderer Mineralien, so kann auch diese Analyse nicht als eine Bestätigung der Ableitung der Cordieritgneise von Tongesteinen ausgewertet werden, sondern nur als ein Beweis der gänzlichen Unzulänglichkeit der Bauschanalysen zur Lösung solcher genetischer Fragen.

Es ist nun die Frage: Lassen sich die Stoffverschiebungen nach Art und Ausmaß in irgendeiner Weise wieder zurückrechnen? Grundsätzlich liegt die gleiche Schwierigkeit vor wie bei der oberflächlichen Verwitterung (Grosser 1932). Es kann kaum angenommen und sicher nicht bewiesen werden, daß irgendein Oxyd im Verlauf der Umsetzungen unverändert erhalten geblieben ist. Es gibt daher keinen Festpunkt, von dem aus die Gewinne

und Verluste der übrigen Bestandteile bestimmt werden könnten. Es bleibt uns nur übrig, die „wahrscheinliche" Zusammensetzung der Gesteine vor der Cordierit- und Sillimanitbildung entweder zu berechnen aus solchen Kristallphasen, die nachweislich durch diese jüngeren Phasen verdrängt werden, oder einen Durchschnittswert verschiedener Gneistypen außerhalb der Sillimanitisierungszone in Rechnung zu setzen. Das sind auf jeden Fall recht unsichere Grundlagen!

Am weitesten führen uns doch noch die unmittelbaren Beobachtungen, die wenigstens qualitative und z. T. auch quantitative Schlüsse zu ziehen gestatten.

Aus dem Gefüge ist zu entnehmen, daß ein Teil des Cordierits metasomatisch an Stelle der Kalinatronfeldspäte und von Almandin getreten ist. Aus der Erhaltung der ursprünglichen Kornumrisse kann hier wenigstens sichergestellt werden, daß gleiche Volumina Cordierit an die Stelle der anderen Mineralien getreten sind. Es läßt sich hier also bestimmen, was für Stoffverschiebungen eingetreten sind. Zur Berechnung benutze ich wieder dieselben Analysen wie oben. Eine kleine Unsicherheit wird freilich dadurch hineingebracht, daß die Mineralien des Gesteins selbst nicht chemisch analysiert wurden, aber die Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung der Cordierite und der Almandine in diesen Gneisen sind nicht so bedeutend, daß das Ergebnis hierdurch wesentlich geändert würde. In der folgenden Tabelle habe ich die Stoffmengen berechnet, die in je 1 cbm der einzelnen Mineralphasen enthalten sind. Hierdurch tritt besser in Erscheinung, was für große Stoffverschiebungen in den Gneisen vor sich gegangen sein müssen, als bei einer bloßen Betrachtung der stöchiometrischen, abstrakten Formeln.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
	kg	kg	kg	kg	kg	kg
SiO_2:	1280	1566	1683	1357	1181	994
Al_2O_3:	852	818	496	957	1995	553
Fe_2O_3:	77	97	—	56	13	271
FeO:	135	1416	—	11	—	408
MnO:	7	61	—	3	—	23
MgO:	223	146	—	66	—	349
CaO:	11	83	17	—	—	8
K_2O:	—	—	291	251	—	130
Na_2O:	—	—	91	45	—	44
H_2O:	48	—	—	111	—	241
Summe	2633	4187	2578	2857	3189	3021

1 = Cordierit von Langdorf, nach Analyse von E. Reindl (1932).
2 = Almandin vom Roten Koth b. Bodenmais, nach Analyse von Ilg (1932).
3 = Feldspat nach Berechnung aus Schliff 1249/37 bei Stein auf Bl. Tiefenbach.
4 = Muskovit nach Analyse von Jakob (1929), aus Muskovit-Biotitschiefer von Campra bei Olivone, Kanton Tessin.
5 = Sillimanit von Träckböle, Finnland, nach P. Eskola (1915).
6 = Biotit, nach Analyse von Thiel (1891), aus Cordieritgneis von Bodenmais. TiO_2 wurde bei der Berechnung mit SiO_2 vereinigt.

Bei Verdrängung von Almandin, Feldspat, Muskovit, Biotit durch Cordierit bzw. Sillimanit ergeben sich folgende Stoffverschiebungen (+ = Zuwanderung, — = Abwanderung):

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
	kg	kg	kg	kg	kg	kg	kg
SiO_2:	— 286	— 403	— 77	+ 286	—1370	— 176	— 502
Al_2O_3:	+ 34	+ 356	—105	+ 299	+ 825	+1038	+1499
Fe_2O_3:	— 20	+ 77	+ 21	— 194	+ 77	— 43	+ 13
FeO:	—1281	+ 135	+124	— 273	+ 135	— 11	—
MnO:	— 54	+ 7	+ 4	— 16	+ 7	— 3	—
MgO:	+ 77	+ 223	+157	— 126	+ 223	— 66	—
CaO:	— 72	— 6	+ 11	+ 3	+ 11	—	— 17
K_2O:	—	— 291	—251	— 130	—	— 251	— 291
Na_2O:	—	— 91	— 45	— 44	—	— 45	— 91
H_2O:	+ 48	+ 48	— 63	— 193	+ 48	— 111	—
Gewinn:	+ 159	+ 846	+317	+ 588	+1353	+1038	+1512
Verlust:	—1713	— 791	—541	— 976	—1370	— 706	— 901

I = Almandin verdrängt durch Cordierit,
II = Feldspat verdrängt durch Cordierit,
III = Muskovit verdrängt durch Cordierit,
IV = Biotit verdrängt durch Cordierit,
V = Quarz verdrängt durch Cordierit,
VI = Muskovit verdrängt durch Sillimanit,
VII = Feldspat verdrängt durch Sillimanit.

Betrachten wir die Umsetzungen nach den einzelnen Oxyden, so stellen wir fest, daß bei allen Reaktionen, mit Ausnahme der Ersetzung von Biotit durch Cordierit, Kieselsäure verloren geht. Es kann kein Zweifel sein, daß insgesamt der Kieselsäurehaushalt nicht ausgeglichen ist. Dies folgt aus der Tatsache, daß in den vermessenen Typen der Cordieritgehalt meist nicht sehr viel höher ist als die Sillimanitführung. Bei der Sillimanitbildung auf Kosten beliebiger anderer im Gestein vertretener Kristallphasen muß aber erheblich mehr Kieselsäure freigesetzt werden, als im Cordierit aufgenommen werden kann. Überdies ist ein wesentlicher Teil dieses Cordierits nachweisbar nicht auf Kosten von Biotit entstanden, sondern unter Verdrängung von Feldspat und Almandin, und bei diesen beiden Umsetzungen wird ebenfalls SiO_2 entbunden. Noch stärker verschiebt sich das Verhältnis, wenn neben den genannten Mineralien auch noch Muskovit vorhanden war (was wieder für andere Umsetzungen notwendig ist). Denn hierdurch wird der Anteil des Biotits als Ausgangsstoff für den Cordierit noch weiter eingeengt. Bei der Muskovitumwandlung wird ebenfalls Kieselsäure frei. Diese Kieselsäuremengen sind also sicher nicht gänzlich im Cordierit nach Biotit wieder festgelegt worden. Sie sind aber auch nicht als neugebildeter Quarz im Gestein ausgeschieden worden, denn diese Gesteine enthalten fast oder gar keinen Quarz. Es muß im Gegenteil als wahrscheinlich gelten, daß der Anteil freien Quarzes am Gestein vor der Cordieritisierung und Sillimanitisierung beträchtlich höher war als jetzt. Alle diese Gründe drängen zu der Annahme, daß ein wesentlicher Teil der ursprünglich vorhandenen Kieselsäure während der Cordieritisierung und Sillimanitisierung aus dem Gestein verschwunden ist.

Umgekehrt liegen die Dinge bei der Tonerde. Alle im Schliff nachweisbaren Paramorphosenbildungen I, II, IV, VII bedingen eine starke Tonerdesteigerung, und die wahrscheinlich ebenfalls im Gestein abgelaufenen Umsetzungen von Muskovit zu Cordierit + Sillimanit und von Quarz zu Cordierit bedingen in der Summe ebenfalls eine starke Anreicherung von Al_2O_3, denn der Verlust bei der Umsetzung von Muskovit in Cordierit muß in zehnfacher Weise wettgemacht werden bei der Sillimanitbildung. Eine starke verhältnismäßige Anreicherung der Tonerde ist demnach unmöglich zu leugnen.

Unklarer ist der Eisenhaushalt des Gesteins. Während die Cordieritisierung des Almandins sehr erhebliche Mengen Eisenoxyde freisetzt, ebenso auch die Cordieritbildung auf Kosten von Biotit, verbraucht die Cordieritisierung von Feldspat und Muskovit und ebenso die von Quarz Eisen. Außerdem wurde Eisen auch bei der Neubildung von Spinell und Magnetit im Gestein verbraucht. Es ist also die Gesamtverschiebung wahrscheinlich nicht sehr beträchtlich. Wo es allerdings zu keiner Magnetitbildung im Gestein kam, da mögen doch auch erhebliche Fe-Mengen nach außen abgegeben worden sein. Die Rolle des Mangans ist für unsere Fragestellung unerheblich, kann also übergangen werden. Bei den geringen Anteilen spielen ja auch die Fehlerquellen eine unerwünscht große Rolle.

Der Anteil der Magnesia steigt bei den Umsetzungen von Almandin, Feldspat und Muskovit sowie Quarz in Cordierit. Er sinkt dagegen bei der Cordieritisierung von Biotit und der Sillimanitbildung beider Glimmer. Falls

der Cordierit noch eisenreicher ist, als in Rechnung gestellt, dann würde der Mg-Haushalt noch ausgeglichener erscheinen als ohnehin. Am ehesten erscheint eine schwache verhältnismäßige Anreicherung von MgO im Gefolge der Umkristallisation wahrscheinlich.

Der Kalk spielt im Gestein eine so bescheidene Rolle, daß eine eingehende Betrachtung ähnlich wie beim Mangan sich erübrigt. Im ganzen ist wohl sicher mit einer Abnahme des CaO zu rechnen.

Die Alkalioxyde Kali und Natron werden bei allen Umsetzungen, die alkalihaltige Mineralien betrafen, vollkommen ausgemerzt. Es gibt keine Phase im Gestein, in der sie neuerdings gebunden worden sein könnten. Sie sind also sicher dem Gestein verlorengegangen. (Wenn wir von den jüngeren Mikroklinen absehen, die einer späteren Phase der Gesteinsbildung angehören als die Cordierite.)

Beim Wasserhaushalt bietet die Beurteilung der Wasserführung des Cordierits eine Unsicherheit. Nach den vorhandenen Analysen schwankt die H_2O-Führung des Cordierits, auch bei „frischem" Material in erheblichen Grenzen. Es ist daher angenommen worden, daß es sich hier um Wasser handle, das nicht eigentlich zur Konstitution des Minerals gehört. Andererseits haben auch die sorgfältigsten Analysen an mikroskopisch geprüftem und als einwandfrei beurteiltem Material immer wieder einen geringen H_2O-Gehalt ergeben. Ich habe daher den von Reindl gefundenen Wassergehalt mit in die Berechnung eingesetzt. Trotzdem nun hierdurch bei der Cordieritisierung von Almandin, Feldspat und Quarz Wasser abgebunden wird, ist es doch wahrscheinlich, daß die Mengen, die bei der Umwandlung der Glimmer frei werden, erheblich größer sind, so daß mit einer Abwanderung von Wasser gerechnet werden kann.

Bei Betrachtung der Umsetzungen „unter Wahrung des Volumens" hat sich also als unumgänglich ergeben einzuräumen, daß der ehemalige Stoffbestand bei der Metamorphose in die Cordierit-Sillimanitfazies nicht gewahrt blieb, sondern z. T. eine auswählende Anreicherung, z. T. eine Ausmerzung der verschiedenen Oxyde eingetreten ist.

Es soll nun noch dargelegt werden, daß auch der ursprüngliche Gesteinsraum unmöglich unverändert geblieben sein kann. Die Cordieritisierung von 1000 Einheiten Muskovit setzt 105 Gewichtseinheiten Al_2O_3 frei. Berücksichtigen wir die Raumteile Cordierit, die durch Verdrängung von Granat und Feldspat und Quarz entstanden, dann kann höchstenfalls zwischen einem Viertel und einem Drittel des heutigen Gesteinsraumes aus Muskovit bestanden haben. Setzen wir das Gesamtvolumen gleich 1000, so ergeben sich etwa 30 Einheiten freies Al_2O_3. Daneben sind aber in dem Raum zwischen den alten Granaten und Feldspäten Sillimanitsträhnen entstanden, die gering geschätzt ein Drittel des Gesteinsraumes ausmachen. Nehmen wir nun an, daß dieser gesamte Raum ebenfalls vorher von Muskovit eingenommen war — dem Al-reichsten vorsillimanitischen Gemengteil —, dann errechnet sich nach VI für dieses Volumen bereits ein Unterschuß von 340 Einheiten Al_2O_3, d. h. mehr als elfmal soviel, als aus der Cordieritisierung des übrigen Muskovits höchstfalls für den Al-Bedarf des ganzen neuen Phasengemenges zur Verfügung steht. Berücksichtigen wir auch noch diese anderen Phasen, dann

ergibt sich die tatsächlich beobachtete Al_2O_3-Anreicherung im Gestein als mindestens fünfzehnmal so groß als der äußerstenfalls im Gestein selbst aufbringbare Betrag.

Eine Lösung dieses Zwiespaltes ist sofort gegeben, wenn wir einräumen, daß das heutige Gesteinsvolumen nur noch ein Rest eines ursprünglich weit umfangreicheren Gesteinskörpers ist, daß also mit anderen Worten die errechneten fehlenden Glimmer- (oder Feldspatmengen) zur Ausbalanzierung des Al-Haushaltes einst wirklich vorhanden waren. Es gäbe ja noch zwei andere Möglichkeiten der Erklärung: 1. Der Al_2O_3-Gehalt der Sillimanite war bereits vorsillimanitisch als Andalusit im Gestein enthalten. 2. Die relative Anreicherung des Al_2O_3 ist eine echte Anreicherung durch Zufuhr von Tonerde ins Gestein. Die erste dieser Möglichkeiten ist abzulehnen, da im Gefüge nichts hindeutet auf ehemalige Andalusitporphyroblasten. Die Sillimanite besiedeln als so feine Nadeln dichtgescharte s-Flächen, daß ihre Entstehung auf diesen getrennten Bewegungsflächen sicher erscheint. Außerdem war die Sillimanitbildung nach den Gefügeuntersuchungen ein länger andauernder Akt (setzte bereits während der Granatbildung ein und dauerte in der Cordieritphase fort); auch dies spricht gegen Abstammung von einzelnen Kristalloblasten von Andalusit. Überdies würde die Herausnahme des Sillimanits aus dem ganzen Phasenknäuel keineswegs eine Lösung der Frage im Sinne der Volumkonstanz bedeuten. Andalusitglimmerschiefer sind im allgemeinen so quarzreich wie andere. Es würde also auch hier eine sehr erhebliche Anreicherung des Al_2O_3 bei der Umwandlung in quarzfreien Cordierit-Sillimanitgneis zu errechnen sein. (Der Andalusit vertritt ja mehr oder weniger den Muskovit in diesen Gesteinen!) Die zweite Möglichkeit, eine wirkliche Zuführung von Al ins Gestein, ist nach dem ganzen chemischen Verhalten des Aluminiums von vornherein weniger wahrscheinlich als die verhältnismäßige Anreicherung im Rückstand (Eskola 1933). Außerdem ist dagegen einzuwenden, daß für eine solche Zufuhr die feinen, gefältelten, noch dazu großenteils in andere Mineralien miteingeschlossenen s-Flächen die ungünstigsten Bahnen bildeten. Wir würden viel eher die Bildung größerer Holoblasten in diesem Falle erwarten, die eine gewisse räumliche Abhängigkeit zu Klüften, Gängen usw. aufweisen sollten. Auch aus diesen Gründen darf diese Erklärung abgelehnt werden. Geradezu einen Gegenbeweis bildet die Mineralgesellschaft auf den „Pegmatitoidflammen" und „-gängen" in den Cordieritgneisen. Zwar fehlen hier Al-reiche Silikate keineswegs (z. B. Almandin). Aber den Hauptinhalt machen kalireiche Feldspäte und Quarz aus. Sollten Lösungen dieser Art als „Zufuhren" ins Gestein dort die Kristallisation von Sillimanit verursacht haben? Das ist vollkommen unmöglich! Dagegen stehen die Tatsachen in bester Übereinstimmung mit der Vorstellung, daß diese „Pegmatitoide" aus jenen kieselsäure- und alkalireichen Lösungen bzw. Teilschmelzen kristallisiert sind, deren Ausquetschung aus dem Gneis bei der Cordieritisierung und Sillimanitisierung sich rechnerisch mit höchster Wahrscheinlichkeit ergab.

Diese „metatektischen" (Scheumann 1937) Pegmatitoide sind hier also gewissermaßen die Komplementär-Gesteine zu den Cordierit-Sillimanitgneisen. Ihr Mineralbestand gibt uns einen Hinweis, daß die in den Gneisen beobachtete „Al_2O_3-Anreicherung" tatsächlich nur eine „verhältnismäßige" ist.

Große Anteile des primär in den metamorphen Gesteinen vorhandenen Al sind zusammen mit den Alkalien mobilisiert worden und abgewandert. Wenn nun trotzdem in den Rückstandsgesteinen eine verhältnismäßige Anreicherung des Al festzustellen ist, so müssen noch erheblich größere Stoffmassen aus den Gneisen verlorengegangen sein, als dies bisher berechnet und geschätzt wurde.

Trotz dieser gewaltigen Stoff- und Raumverluste zeigen die Cordierit-Sillimanitgneise ein einheitliches tektonisch geformtes Gefüge. Dieser Umstand beweist mehr als alle anderen, daß die Cordieritisierung und Sillimanitisierung sich während tektonischer Antriebe vollzogen haben muß; wir würden sonst mit Trümmerstrukturen zu rechnen haben, wie bei den Rauchwacken.

Kurz möchte ich noch auf die Frage einer Anreicherung des Magnesiums eingehen. Es ist unter der Führung Eskolas (1915) üblich geworden, bei Cordieritgneisen eine Zufuhr von Mg ins Gestein anzunehmen. Ohne die Ergebnisse bei Orijärvi in Finnland angreifen zu wollen, muß ich betonen, daß für die Cordieritgneise des Bayerischen Waldes keine Notwendigkeit zu einer solchen Annahme besteht. Erstens ist die Anreicherung von MgO in den Gneisen wahrscheinlich nur unbedeutend (MgO in diesen Gneisen nur 4—5 Gewichtsprozente, gegen 2—3% in gewöhnlichen Gneisen) und zweitens stehen in den aufgelösten Gesteinsanteilen genügende Mg-Reserven zur Verfügung, um die relative Anreicherung im erhalten gebliebenen Rest zu erklären.

Ich betrachte es daher als wahrscheinlich, daß Gneise vom Mineralbestand und Chemismus der Sillimanit-Cordieritgneise durch „metamorphe Differentiation" (Eskola 1932 u. 1934) im Bereich der Anatexis aus nahezu beliebig zusammengesetzten Ausgangsgesteinen entstehen können, wenn durch tektonische Bewegungen die Abquetschung der leicht löslichen bzw. leicht schmelzbaren Gesteinsanteile ermöglicht wird.

Ist es nicht ein Widerspruch zu dieser Deutung, daß in solche Gesteine aus tieferen Horizonten später wieder alkalireiche granitische Schmelzen eingedrungen sind? Hätten diese nicht längst in der Tiefe mobilisiert werden sollen, wenn schon in höherer Lage eine Entalkalisierung eintrat? Ich bin der Ansicht, daß man sich vor allzu starker Schematisierung hüten muß. Es ist eine immer wieder in metamorphen Gebieten bestätigte Erscheinung, daß Zustände metastabil erhalten bleiben, wenn keine Umrührwirkung durch tektonische Beanspruchung eingreift. Eine weitere Tatsache ist, daß die tektonische Beanspruchung in einem großen Gesteinskörper stets differentiell verteilt sein wird. Es werden also auch in einem senkrechten Schnitt Zonen starker und weniger starker oder fehlender Beanspruchung miteinander wechseln. Daraus folgt, daß es durchaus möglich ist, daß bei späterer Tektonik auch aus tieferen Horizonten gleiche Teilschmelzen abwandern können, wie sie schon früher aus einer hangenderen Zone abgequetscht worden sind. Grundsätzlich bildet also eine spätere Granitintrusion in Gneise der Cordierit-Sillimanitfazies keine unüberwindliche Schwierigkeit, ebenso auch die Re-Alkalisierung solcher Gneise. Die hier eingeschlagene Betrachtungsweise würde allerdings zu dem Schluß führen,

daß letzten Endes unter einem migmatitischen oder granitisierten Bau stets eine entalkalisierte und entkieselte Zone zu suchen wäre.

Dies muß gefordert werden, wenn wir das Ganze als ein in sich geschlossenes System betrachten, dem keine neuen Alkalimengen aus wirklich juvenilen Quellen zugeflossen sind.

Führt man dagegen die Alkalisierung und Granitisierung ehemaliger Sedimente in einem Migmatitkörper auf den Einschub „echter" Magmen zurück, dann macht zwar die Alkalisierung der Gesteine keine Schwierigkeiten mehr. Dafür wird aber das Vorkommen so alkaliarmer Gesteine wie der untersuchten Sillimanit-Cordieritgneise zum Problem. Wollte man trotz allen dagegen sprechenden Gründen annehmen, daß ihr Chemismus unverändert dem des sedimentären Ausgangsmaterials entspricht, so müßte man erklären, wieso dies möglich war. Diese Gesteine haben zweifellos nacheinander alle Stadien der Diagenese und aufsteigenden Metamorphose durchgemacht, vom „Ton" zum „Schieferton" und „Tonschiefer", „Phyllit" und „Glimmerschiefer". Hierbei müßten erhebliche Mengen von Alkali ins Gestein aufgenommen worden sein, das lehrt ein Vergleich aller chemischen Analysen entsprechender Gesteinstypen. Es ist auch nicht möglich, sich darauf zu berufen, daß bestimmte andere sedimentogene Schichten ihren Chemismus im Ablauf der Metamorphose bewahrt haben. Bei diesen handelt es sich stets um Schichten, die durch ihre höhere Festigkeit vor differentieller Zerscherung und Durchbewegung bewahrt blieben. Infolgedessen konnte auch ihr Intergranularennetz dem Lösungszugriff verschlossen bleiben. Besteht aber irgendeine Möglichkeit, daß das auch bei den tonerdereichen Typen der Gneise der Fall sein konnte? Höchstens etwa, wenn diese Gesteine frühzeitig einer normalen Kontaktmetamorphose unterworfen wurden, so daß sie in besonders feinkörnige und zähe Hornfelse verwandelt worden wären, die einer weiteren Durcharbeitung besonderen Widerstand entgegensetzen konnten. Aber auch diese Möglichkeit ist nach den Gefügebildern mit Sicherheit nicht verwirklicht gewesen. Die Cordierit und Sillimanit reichen Gneistypen zeigen stets ein grobkristallines, ausgezeichnet plattiges Gefüge, das in allen seinen Einzelheiten einem kräftig verformten kristallinen Schiefer angehört und nicht einem statischen Hornfels nach undurchbewegtem Sediment. Relikte älterer Mineralbestände (Muskovit, Rutil in Granat) zeigen ebenfalls das gleiche an.

Ich komme also auch hier wieder zu der Forderung zurück, daß diese Gesteine entweder schon als Sedimente oder spätestens bei ihrer aufsteigenden Metamorphose viel alkalireicher gewesen sein müssen als in der Cordierit-Sillimanitfazies.

Man muß also auch hierbei einräumen, daß eine spätere Entalkalisierung eingetreten ist und damit zusammenhängend die starke Anreicherung der Tonerde und die schwächere der Magnesia. Das Gesteinsgefüge verlangt auch bei dieser Auffassung, daß die Umkristallisation unter fortdauernden tektonischen Spannungen geschah. Als einziger Unterschied gegen die in dieser Arbeit entwickelte Vorstellung der Sillimanit-Cordieritgneise bleibt dann nur die Wärmequelle übrig. Während im ersten Fall das Temperaturfeld der Erde zur Erklärung herangezogen wird, betrachtet man im zweiten die Sillimanit-Cordieritgneise als „Hornfelse" nach kristallinen Schiefern, erzeugt von einem großen Intrusivkörper. Es ergibt sich dabei,

daß keine der einzelnen Fragen der Sillimanit-Cordieritgneise anders gelöst werden kann, als es hier geschehen ist, auch wenn wir ein fremdes Magma als Wärmequelle in Anspruch nehmen. Wir müssen auch hier anerkennen, daß die Metamorphose sowohl die Stoffmenge wie die Verhältnisse der einzelnen Oxyde untereinander wesentlich verändert hat. Diese Veränderungen können nur durch Abfuhr bedeutender Stoffmassen vollzogen sein. Hiermit fällt aber ein Grund weg zur Annahme eines „erzeugenden" Magmas überhaupt, weil wir in der Lage sind, die beobachteten hellen alkalireichen Gesteinsarten als Teilschmelzen der Gneise selbst zu betrachten.

4. Die „Reaktionsreihen" in den Gneisen

Ich habe schon weiter oben darauf hingewiesen, daß sich im Gefüge der Gneise die Spuren gegensätzlicher „Reaktionsreihen" feststellen lassen. Wir finden z. B., daß der Sillimanit von Cordierit umhüllt wird, daß sich um den Cordierit eine Hülle von Biotit legt und daß Biotit schließlich von Kalifeldspat verdrängt wird. Umgekehrt haben Schliffe gezeigt, daß Cordierit den Feldspat verdrängt, daß Sillimanit als jüngste Bildung auf s'-Flächen zwischen den Cordieriten erscheint. Die hier festgelegten Beziehungen wiederholen sich in großer Regelmäßigkeit. Sie können weder als bloße Zufälligkeiten beim Platztausch der Stoffteile bei der Metamorphose gewertet werden, noch lassen sie sich verstehen als Folge einer Anpassung eines gleichbleibenden Stoffbestandes an geänderte P-T-Zustände. Sie bieten dagegen die größte Analogie zu den von Bowen erkannten Reaktionsreihen bei der Erstarrung eines Magmas. Bowen hat festgestellt, daß die komplexe Schmelze eines Magmas mit den bereits ausgeschiedenen Kristallphasen in einem lebendigen Reaktions-Gleichgewicht steht. Mit der allmählichen Änderung der stofflichen Zusammensetzung der Schmelze während der Kristallisation und der gleichzeitigen Druck- und Temperaturänderung geraten die früher ausgeschiedenen Kristallphasen in ein Ungleichgewicht zur Schmelze, das durch Umsetzungen zwischen Schmelze und Kristall wieder beseitigt wird. Diese Umsetzungen spielen sich entweder in „kontinuierlichen Reaktionsreihen" ab wie den isomorphen Plagioklasmischungen oder in diskontinuierlichen Reihen, die sich durch Wiederauflösung eines älteren Bestandteils und seine Ersetzung durch eine andere Kristallphase von verwandter Stoffzusammensetzung ergibt. Zwischen den Mineralien solcher Reaktionspaare besteht oft die Koronabeziehung, d. h. das jüngere umhüllt das ältere und schützt diesen gepanzerten Rest vor weiterer Auflösung.

Ähnliche Koronabildungen in den metamorphen Gesteinen werden meist darauf zurückgeführt, daß eine oder mehrere kristalline Phasen ihre Stabilitätsgrenze überschritten haben und daher eine Umbildung erleiden. Als Variable werden dabei gewöhnlich nur Temperatur und Druck betrachtet. Nur in Ausnahmefällen wird auch eine Veränderlichkeit der chemischen Zusammensetzung des Lösungsfilmes in den Intergranularen zur Erklärung herangezogen. In Wahrheit hängen diese drei Variablen voneinander genau so stark ab wie im Magma. Alle jene Schlüsse, die Bowen bei der „Kristallisationsdifferentiation" der Magmen gezogen hat, lassen sich daher auch auf die Metamorphen (vgl. die Arbeiten von Eskola) übertragen. Es wird also bei der Eigengesetzlichkeit der Phasengleichgewichte durch Verschiebung einer

der drei genannten Variablen auch der Chemismus der flüssigen Phase verändert. Abpressung dieser Lösung aus dem Gestein oder umgekehrt die Neuzuwanderung andersartiger flüssiger Phase muß das Gleichgewicht zwischen den vorhandenen Kristallphasen ebenso stören und den Gesamtchemismus des Gesteins ändern wie dies bei der Differentiation von Magmen der Fall ist. Diese Vorgänge müssen natürlich an Bedeutung gewinnen bei Annäherung an magmatische Zustände.

Es müssen daher solche Phasenumsetzungen in Metamorphen und besonders im Gebiet der Anatexis ebenso verbreitet sein, die durch Stoffab- oder -zuwanderung erzwungen sind, wie die durch Veränderung von Temperatur und Druck erzeugten.

Die eingangs erwähnten Fälle von Ersetzung oder Umhüllung von Feldspat, Granat usw. durch Cordierit und Sillimanit oder umgekehrt, müssen auf solche Verschiebungen im Stoffhaushalt bezogen werden, da zwischen den Mineralien beider Gruppen eine große stoffliche Ungleichheit besteht.

Reaktionsreihen in metamorphen Gesteinen lassen in den Gang der Kristallisation ebenso einen Blick tun wie bei den magmatischen Gesteinen. Als Unterschied ist allerdings festzustellen, daß bei den Metamorphen der Ablauf sich mehrfach ändern und umkehren kann. Solche entgegengesetzte Abläufe können sowohl gleichzeitig an verschiedenen (auch sehr benachbarten) Orten des Gesteinskörpers sich vollziehen als Folge verschiedenartiger Temperatur-, Druck- oder Konzentrationsbedingungen, worauf Scheumann in seinen Arbeiten besonders hingewiesen hat, oder auch nacheinander in größerer räumlicher Ausdehnung als Folge bestimmter geologischer Ereignisse. Letzteres scheint z. B. für die Realkalisierung der Cordierit-Sillimanitgneise gegeben zu sein, wo sie in den Wirkungsbereich der Kristallgranite kommen (siehe Taf. 13, Fig. 3).

5. Stoffwanderung und Lagerstättenbildung in den Gneisen

Die Cordieritgneise des Bayerischen Waldes sind durch eine Reihe von Magnetkiesvorkommen ausgezeichnet, deren bekannteste Lagerstätte die des Silberberges von Bodenmais ist. Über diese Lagerstätte ist ein reiches geologisch-mineralogisches und erzpetrographisches Schrifttum vorhanden, das bei Weinschenk und bei Hegemann & Maucher aufgeführt ist. Da ich keine Gelegenheit zu einer eigenen Spezialuntersuchung des Erzvorkommens hatte, möchte ich hier nur von meinen geologischen und petrographischen Gneisuntersuchungen aus zu ihr Stellung nehmen.

Die Sillimanit-Cordieritgneise enthalten Erze in sehr verschiedener Menge. Eine unmittelbare Beziehung zwischen dem Al-Gehalt und der Erzmenge besteht nicht. Andererseits ist in den als „Rückstandsgesteine" bei der metamorphen Stoffabwanderung gekennzeichneten Gesteinstypen viel häufiger Magnetit als Magnetkies vorhanden. Magnetkies findet sich gern in Gesteinen vom „Perlgneis"-habitus und füllt hier die Zwischenräume zwischen den rundlichen Cordieriten, Feldspäten usw. (Taf. 13, Fig. 1). Ich halte es

daher für recht wahrscheinlich, daß die im Gestein vorhandenen Sulfide während der anatektischen Gesteinsumwandlung ebenfalls beweglich wurden und zu wandern anfingen. Ich bin daher der Ansicht, daß es nicht unwahrscheinlich ist, daß die heutigen Sulfidlagerstätten Konzentrate aus ehemals weiträumigerer Verteilung sind. In dieser Anschauung werde ich bestärkt durch die Abhängigkeit der Ausbildung sowohl des Erzes selbst wie seines Gefüges von den Begleitgesteinen (in den Cordieritgneisen an- und abschwellende Linsenzüge massigen Erzes ohne feinschichtige Zwischenmittel, in den Glimmerschiefern bei Lam feinster Lagenbau), ferner in der Bindung der meisten Erzvorkommen an eine herzynisch streichende Zone, die als wichtige Bewegungszone erkannt ist. Es muß als fraglich bezeichnet werden, ob auch der alte Schichtbau in diesem Gebiet herzynisch liegen kann. Wo noch sichere sedimentäre Horizonte erkennbar sind, z. B. im Glimmerschiefergebiet des Ossers die Quarzite oder in den Glimmergneisen zwischen Ansdorf und Thening Quarzitgneise, da streichen diese vorwiegend Ost—West, und dieses alte Streichen wird überwältigt zuerst von einer Nord—Ost streichenden und tauchenden Faltung und erst dann diskordant überschnitten von den herzynisch gerichteten Falten, Überschiebungen usw. der blastomylonitischen Tektonik. Es erscheint mir nicht wahrscheinlich, daß ein sedimentäres Schichtglied auf so erhebliche Strecken, wie die Sulfidlagerstätten im Streichen tatsächlich nachweisbar sind, seine Lage durch die verschiedenen tektonischen Verformungen hätte behaupten können. Ich möchte daher stärker als Hegemann und Maucher betonen, daß die heutigen Lagerstätten nach Form und Inhalt Kinder der Metamorphose sind. Ihr prägranitisches Alter kann deswegen ruhig eingeräumt werden.

Nach unseren bisherigen Erfahrungen sind die Stoffverschiebungen, die zur Anreicherung des Al_2O_3 im Gneis führten, nirgends von solcher Gleichmäßigkeit und solcher Verbreitung, daß etwa daran gedacht werden könnte, diese Gesteine als „Aluminium-Erze" abzubauen. Dies könnte ja auch nur bei Aluminium-Gehalten der Fall sein, die sehr erheblich über den Durchschnitten guter Tertiärtone liegen, da naturgemäß die Abbau- und Aufbereitungskosten dieser kompakten Gesteine ein Vielfaches derjenigen betragen würden, die für unverfestigte Tone aufgewendet werden müssen. Es kann also hier keine Hoffnung auf Aufdeckung großer neuartiger Lagerstätten gemacht werden.

c) Der tektonische Bau der alten Gneise

Aus dem mikroskopischen Gefügestudium hat sich mit Sicherheit ergeben, daß die varistisch und herzynisch streichenden Faltenachsen in den Gneisen ihrem Alter nach verschieden sind. Die herzynischen tektonischen Elemente erwiesen sich als jünger. Sie müssen der gleichen tektonischen Phase zugerechnet werden, die in den blastomylonitischen Überschiebungshorizonten wie der Rundinger Zone ihren stärksten Ausdruck fand. Es sind also auch die „geschonten" Gneise zwischen den Hauptbewegungshorizonten in dieser Phase deutlich beansprucht und mitverformt worden. Wir dürfen diese Verformung im großen ganzen als varistisch bis jungvaristisch bezeichnen. Vorher waren die Gesteine in nordöstlich streichende und tauchende

Falten gelegt. Diese Formung entspricht dem Faserbau der wahrscheinlich frühvaristischen Intrusionen von den Gabbros bis zu manchen Graniten. Es liegt am nächsten, diese Tektonik in frühvaristische Zeit zu stellen. Aber auch diese Verformung scheint bereits ein früher tektonisch geprägtes Gebiet erfaßt zu haben. Dies ist ebenso aus dem Ausstrich ehemals sedimentärer Schichtglieder zu schließen wie aus den diskordant verlaufenden Internrelikten in den alten Porphyroblasten. Diese ältere, mutmaßlich etwa West—Ost streichende Faltentektonik hatte mit Sicherheit bereits kristalline Schiefer geschaffen. Sie kann wohl nur einer vorvaristischen Orogenese zugerechnet werden. In dem engeren Arbeitsgebiet haben sich keine Gründe gefunden, dem herzynischen Streichen ein vorvaristisches Alter zuzubilligen. Diese Frage muß auch für das weitere Gebiet des Bayerischen Waldes zur Aussprache gestellt werden.

C. Schriften

Becke, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. — Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., **4.** 1882.

— : Stoffwanderungen bei der Metamorphose. — Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., **36.** 1907.

— : Fortschritte auf dem Gebiet der Metamorphose. — Fortschr. Min. u. Petrogr., **1,** 1911 u. **5,** 1916.

Becke, Himmelbauer & Görgey: Das niederösterreichische Waldviertel. — Tschermaks min. u. petrogr. Mitt. 1913.

Clarke, F. W.: The data of geochemistry. — U. S. geol. Surv. Bull., **616.** 1916.

Cloos, H.: Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. T. I. Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. T. II. Die Batholithen des Bayerischen Waldes und der Pfahl. — Geol. Rdsch., **14.** 1923.

— : Die Plutone des Passauer Waldes. — Monogr. Geol. u. Paläontol. Berlin 1927.

Drescher, F. K.: Zur Tektonik und Petrographie der Diorite von Fürstenstein. — Abh. hess. geol. L.-A., **8.** 1925.

— : Über Mikroklinholoblasten mit Grundgewebseinschlüssen, Internregelung von Biotit und einige diesbezügliche genetische Erwägungen. — Notizbl. Ver. Erdk. usw., Darmstadt, S. 246. 1927.

— : Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildung und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen usw. — Chemie d. Erde, **10.** 1936.

Dunn: Garnet-Cordierite-gneiss from Mogok. — Rec. geol. Surv. India, S. 451. 1932.

Ebert, H.: Hornfelsbildung und Anatexis im Lausitzer Massiv. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 456 ff. 1934.

Eskola, P.: On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. — Bull. Comm. géol. Finl., **44**. 1915.

— : The mineral facies of rocks. — Norsk. geol. Tidskr., **6**. 1922.

— : On the principle of metasomatic differentiation. — Bull. Comm. géol. Finl., **97**, S. 68. 1932.

— : On the differential anatexis of rocks. — Bull. Comm. géol. Finl., **103**. 1933.

— : A note on diffusion and reactions in solids. — C. R. Soc. géol. Finl., Nr. 8. 1934.

Fischer, Gg.: Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. hl. Bl. und ihr Rahmen. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **60**, A. 1929.

— : Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56**, S. 733—741. Berlin 1936.

Goldschmidt, V. M.: Die Kontaktmetamorphose im Christianiagebiet. — Vidensk. Selskabet Skr. I, math.-nat. Kl., Nr. 1. 1911.

— : Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose mit Beispielen aus der Geologie des westlichen Norwegens. — Vidensk. Selsk. Skr. I, math.-nat. Kl., Nr. 22. 1912.

Goranson, H.: The solubility of water in granite magmas. — Amer. I. Sci., **22**, S. 481—502. New Haven 1931.

Gossner, B. & Ilg, E.: Beitrag zur Mineralogie des Bayerischen Waldes und zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der Reihe Almandin-Spessartin und von Cordierit. — Cbl. Min. usw., Jg. 1932, A, S. 1—12. Stuttgart 1932.

Gossner, B. & Reindl, E.: Über die chemische Zusammensetzung von Cordierit und Pollucit. — Cbl. Min. usw., Jg. 1932, A, S. 330—336. Stuttgart 1932.

Graber, H. V.: Über Redwitzite und Engelburgite als Mischformen zwischen Amphiboliten und Graniten. — Mitt. geol. Ges. Wien 1929.

— : Die Diorite des Passauer Waldes. — Geol. Rdsch., **24**, S. 15—27. 1933.

Grosser, G.: Die Verfahren zur Berechnung und graphischen Darstellung der chemischen Gesteinsverwitterung usw. — Chemie d. Erde, **7**, S. 130—176. 1932.

Grubenmann, U.: Die kristallinen Schiefer. I. — Borntraeger 1904.

Grubenmann & Niggli: Die Gesteinsmetamorphose. I. — Borntraeger 1924.

v. Gümbel, W.: Übersicht der geognostischen Verhältnisse des Ostbayerischen Grenzgebirges. — Bavaria, **2**, 4. Buch. 1862.

Harker, A.: Metamorphism. — S. 307. London 1932.

Hegemann, Fr.: Mikroskopische, chemische und tektonische Untersuchungen zur Genesis der Diorite bei Krottenthal, Oberpfalz. — Zbl. Min. usw., Jg. 1931, A, S. 369—389, 401—418. Stuttgart 1931.

— : Mineralogisch-petrographische Untersuchungen im Dioritgebiet von Roßbach, Oberpfalz. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **62**, A, S. 197—248. 1931.

— : Über Feldspatflecken in Dioriten des Bayerischen Waldes und ihre Bedeutung für die Genesis dieser Gesteine. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **63**, A, S. 173—214. 1931.

— : Tektonik und Entstehung dioritähnlicher Gesteine im nordwestlichen Bayerischen Wald. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **65**, A, S. 233—284. 1932.

— : Die Bildungsweise des Quarzes im Bayerischen Pfahl. — Chemie d. Erde, **10**, S. 521—538. 1936.

Holmquist, P. J.: Typen und Nomenklatur der Adergesteine. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **43**, S. 612—631. 1921.

Koelbl, J.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. geol. B.-A., S. 81. Wien 1922.

Lehmann, J.: Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine usw. — Bonn 1884.

— : Über den Pfahl des Bayerischen Waldes. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., **39**, S. 87. 1882.

Linck, G.: Über den Chemismus der tonigen Sedimente. — Geol. Rdsch., **4**. 1913.

Quirke, T. T. & Collins, W. H.: The disappearance of the Huronian. — Canada Dept. Mines, geol. Surv. Mem., **160**. 1930.

Ramdohr, Paul: Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1919, **40**, I, S. 284—355. Berlin 1921.

Rüger, L.: Über „Faserkieselknollen" (Sillimanitquarzite) aus den Biotitgneisen des Mt. Arbino (Tessin) und ihre Deutung als Gerölle. — Zbl. Min. usw., Jg. 1931, B, S. 488—493. Stuttgart 1931.

Sander, B.: Bemerkungen über Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. — Verh. geol. B.-A. Wien 1914.

— : Gefügekunde der Gesteine mit bes. Berücksichtigung der Tektonite. — Springer, Wien—Leipzig 1930.

Scheumann, K. H.: Die Gesteine und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefergruppe der südlichen Randzone des Sächsischen Granulitgebirges. — Abh. sächs. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., **39**, Nr. 3. 1925.

— : Metatexis und Metablastesis. — Min. u. petrogr. Mitt., **48**, S. 402—412. 1937.

Schüller, A.: Prävariskische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen Kristallinen Schiefer. III. Über epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre genetische Ableitung und ihre Weiterbildung in Hornfelsfazies. — Abh. sächs. Akad. Wiss., **42**, III. 1934.

— : Zur petrologischen und tektonischen Analyse des Fichtelgebirges. — Geol. Rdsch., **27**, S. 260—275. 1936.

Schumann, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. — Min. u. petrogr. Mitt., **40**, S. 73—187. 1929.

Sederholm, J. J.: Über die Entstehung migmatitischer Gesteine. — Geol. Rdsch. 1911.

— : Die regionale Umschmelzung (Anatexis) erläutert an typischen Beispielen. — Intern. Geol. Kongr. Stockholm, **1**. 1912.

— : Über ptygmatische Faltungen. — N. Jb. Min. usw., **36**. 1913.

— : Faltung und Metamorphose im Grundgebirge usw. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **41**, S. 249. 1919.

Seng, H.: Die Migmatitfrage und der Mechanismus parakristalliner Prägungen. — Geol. Rdsch., **27**, S. 471. 1936.

Stark, M.: Petrographisch-geologische Fragen um Pfraumberg-Haid. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **61**, A, S. 321—402. 1930.

Suess, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik. — Borntraeger, Berlin 1926.

— : Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose. — Sber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Wien 1936.

Suter, H.: Zur Petrographie des Grundgebirges der Umgebung von Laufenburg, Südschwarzwald usw. — Schweiz. min. u. petrogr. Mitt., **4**, S. 276. 1924.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Thiel, Julius: Beiträge zur Kenntnis der nutzbaren Mineralien des Bayerischen Waldes. — Diss. Erlangen 1891.

Wager, R.: Studien im Grundgebirge des Schwarzwaldes: Über Gneise mit Sillimanitknoten. — Sber. heidelb. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 8. Abh. 1936.

Weinschenk, E.: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. — Abh. bayer. Akad. Wiss., II. Kl., 22, III. Abt., S. 729—798. 1906.

Urschrift eingegangen am 5. April 1938
Druckauftrag erteilt am 3. April 1939

Die Korallen des thüringischen Devons

1. Korallen aus Oberdevon im westlichen Schiefergebirge Thüringens

Von Waldemar Weissermel, Berlin

Tafel 14 und 1 Abbildung

Herr M. Volk, Steinach i. Th., sandte die von ihm in jahrelanger, überaus sorgfältiger Arbeit in den schiefrigen Gesteinen des thüringischen Oberdevons gesammelten Fossilien zur Bestimmung oder Nachprüfung der Bestimmungen an Herrn E. Zimmermann I; dieser gab die Korallen an mich weiter und fügte aus seinen Aufsammlungen in der Gegend von Saalfeld mehrere gute Stücke dazu, wodurch die ursprüngliche Bestimmungsarbeit zu einer Beschreibung der ganzen oberdevonischen Korallenreste aus dem westlichen Teil des thüringischen Schiefergebirges erweitert wurde. Beiden Herren, besonders aber Herrn Volk, der mir sein Material zur Bearbeitung lange Zeit überließ, sei hier der beste Dank ausgesprochen.

Zunächst handelte es sich nur um die Bestimmung der Korallen. Da diese aber ergab, daß so gut wie ausschließlich neue Arten vorliegen, trat eine Bearbeitung an ihre Stelle. Ich hatte eine solche zunächst schon deshalb nicht ins Auge gefaßt, weil es sich fast nur um Steinkerne handelte, die Kenntnis der vorliegenden Korallen also unvollständig bleiben mußte. Eine nähere Beschäftigung mit dem Material ergab aber, daß eine solche nicht ohne Reiz ist. Einmal handelt es sich um die — bisher stark vernachlässigte — Schiefer-Grauwacken-Sandstein-Fazies des Korallenlebens, also um das, was man früher Tiefseefazies nannte. Diese Lebensgemeinschaft steht zwar in starkem Gegensatz zu der Riff- oder Küstengemeinschaft (die, wo sie vorkommt, zu unseren Kalksteinen einen mehr oder weniger großen Anteil liefert), ist aber nicht — wie man früher glaubte — an tiefes Wasser gebunden, sondern tritt überall auf, wo ruhiges, schlammiges, lichtarmes Wasser herrscht; das ist in der Tiefsee der Fall, kann aber auch ebensogut in flachem Wasser zutreffen. Die Tiefe des betreffenden Meeres kann also nur aus geologischen Faktoren und vielleicht aus der anderen Fauna erschlossen werden, die Korallen erzählen uns nur, daß hier nicht das sedimentarme, bewegte, durchlichtete Wasser der Küste vorlag. Die Korallen dieser Schiefer-Grauwacken-Fazies (darum handelt es sich im Paläozoikum vorwiegend) sind bisher in ihrer Kenntnis nur sehr wenig gepflegt worden; es ist also nicht ohne Reiz, einmal festzustellen, was in ihr überhaupt vorkommt, welche Gattungen in den schwierigen Lebensverhältnissen dieser Fazies noch leben konnten.

Ferner aber stellte es sich heraus, daß die Steinkernerhaltung, wenn sie nicht mit starker Verdrückung verbunden ist, bei Korallen gar nicht so ungenügend ist, wie man im allgemeinen annimmt. Die durch sie ver-

mittelte Kenntnis ist zwar völlig einseitig; alles, was unterhalb der Kelchgrube liegt, bleibt unbekannt. Es sind das so wichtige Dinge wie die Form der Dissepimente, deren etwaiger Ersatz durch Stereoplasma, die Entstehung des Septalapparates in der Entwicklung des Individuums. Dafür tritt aber der Kelch mit seiner Septenanordnung, wenn nur der Steinkern gut und nicht zu sehr verdrückt ist, uns so vollständig entgegen, wie das bei kalkigen Stücken zwar auch vorkommt, aber eine große Seltenheit ist. Wie der Kelch und in ihm der Septalapparat aussieht, erfährt man aus einem Steinkern, wenn man sich erst in solche hineingesehen hat, in durchaus genügender Weise.

So wurde denn von diesen beiden Gesichtspunkten aus das von Herrn Volk mit dankenswerter Sorgfalt zusammengebrachte Material durchgearbeitet, zusammen mit dem meist von Herrn Zimmermann gesammelten aus der Gegend von Saalfeld. Daß die Kenntnis der beschriebenen Arten erst vollständig werden kann, wenn kalkig erhaltene Stücke vorliegen, ist selbstverständlich und klar; aber — bis dahin müssen wir uns eben mit Steinkernen behelfen, und das Studium solcher ist nicht ganz aussichtslos.

Eine Bearbeitung der Korallen des Thüringer Mitteldevons und zweifelhaften Unterdevons sowie vielleicht auch des Oberdevons im östlichen Teil des thüringischen Schiefergebirges soll der zweite Teil dieses Aufsatzes bringen.

Die Fundschichten unserer Korallen haben neuerdings (1938) eine sehr eingehende Schilderung durch M. Volk erfahren.

1. Syringaxon (Alleynia) thuringiacum n. sp.

Taf. 14, Fig. 15, 16, 17

Eine kleine, schwach bis mäßig gebogene Einzelkoralle liegt in etwa zehn z. T. recht guten, wenig verdrückten Ausfüllungen der Kelchgrube vor. Auf 3—4 mm Höhe verengt sich der Durchmesser von 3,5—4 mm am oberen Rande auf 2,5—3 mm am unteren. Der einzige einigermaßen vollständige Abdruck, der von einem kleinen Exemplar vorliegt, ist mäßig hornförmig gekrümmt, 7,5 mm lang, bei einem oberen Durchmesser von 2,5—3 mm und einer Kelchgrubentiefe von etwa 2,5 mm. Zehn bis zwölf kräftige Septen reichen mit gradlinigem Verlauf bis an eine Innenwand, die einen etwa 1 mm breiten Innenraum einschließt. Im Steinkern tritt die Innenwand als Ring, der die Endigungen der Septen verbindet, deutlich in die Erscheinung. Der von ihr umschlossene Raum ragt im Steinkern knopfförmig hervor.

Zwischen den Septen I sind bei geeigneter Erhaltung die Septen II als breite, flache Einfaltungen des Steinkerns deutlich zu erkennen. Das einzige teilweise kalkig erhaltene Exemplar zeigt sie als kurze Leisten, die nur wenig in den Innenraum hinein vorragen. Bei manchen Stücken zeichnet sich deutlich die Lage des Hauptseptums ab dadurch, daß hier die Septen, infolge Einschiebung neuer, dichter stehen als sonst.

Die freien Räume zwischen den Septen (loculi), die im Steinkern verschieden lang über den knopfartigen Ausguß des Innenraums hinausragen, sind zuweilen gradlinig abgeschnitten; sie werden hier also sicherlich durch Dissepimentblätter begrenzt; eine blasenartige Krümmung dieser ist nicht zu erkennen. Meist enden die Lokuli, mehr oder weniger verwittert, rundlich.

Die Formen mit einem durch eine Innenwand abgegrenzten Innenraum sind überall, wo sie vorkommen, sehr charakteristisch. Es fragt sich aber, ob man unsere Art zu *Springaxon (Alleynia, Barrandeophyllum)* oder zu *Diphyphyllum* stellen soll. Beide Gattungen sind durch eine Innenwand ausgezeichnet. Wenn bei ersterer von einer hohl gewordenen Pseudokolumelle gesprochen wird, deren Innenraum durch Böden untergeteilt wird, so ist das nur eine andere Art der Schilderung der gleichen Erscheinung, eine Schilderung, die zugleich die Verwandtschaft mit *Lindströmia* dartun soll. *Diphyphyllum* ist — nach Lonsdale, Nicholson & Thomson — eine „Cyathophyllide", bei der die Dissepimente außerhalb der Innenwand blasenartigen Charakter tragen.[1]) Bei der Steinkernerhaltung von Schiefergesteinen ist die Art der Dissepimente natürlich nicht festzustellen; es bleibt aber die Tatsache zu berücksichtigen, daß die Diphyphyllen vorwiegend lockere Stöcke bilden, die *Springaxon* (Alleynien) kleine Einzelkorallen sind. Die Zugehörigkeit unserer Form zu dieser Gattung ist also wahrscheinlicher, und da ihr nichts widerspricht, die Blasen im äußeren Innenraum, die für eine Zurechnung zu *Diphyphyllum* entscheidend wären, aber nicht nachzuweisen sind, rechnen wir sie mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit zu *Springaxon*.

Fundort: t o b, Hasental, Spechtstein, t o c Hirtenrangen, Weinberg, Kl. Mittelberg, Lerchenberg, Hämmerer Hieb.

2. Springaxon (Barrandeophyllum) sp.

Ein anderes Exemplar ist vorwiegend kalkig erhalten. Der obere Durchmesser beträgt mindestens 7 mm. Die Septen sind erheblich feiner. Der halbe Umfang zeigt zehn Septen I, im ganzen sind also zwanzig vorhanden. Die Septen II sind nur stellenweise als ganz kurze Leisten zu sehen. Die ziemlich dünne Theka zeigt feine, dicht stehende Horizontalstreifen (Epithek?). Die Septen II enden, soweit das zu sehen ist, an einer Innenwand, die einen Raum von etwa 1 mm Durchmesser umschließt. Dieser ist wieder durch einen schwach nach oben gewölbten Boden (mehr ist nicht zu sehen) abgeschlossen. Zwischen den Septen sind Dissepimentblätter zu erkennen, die nicht immer in derselben Höhe stehen.

Diese Form kann noch sicherer als die vorige zur Gattung *Springaxon* gerechnet werden, da ihre Dissepimente wenigstens teilweise bekannt sind; für eine spezifische Bestimmung ist sie aber zu unvollständig. Die größeren Maße, die zahlreicheren und feineren Septen kennzeichnen sie gegenüber der vorigen als selbständige Art.

---

1) Unter dem Namen *Diphyphyllum* wird Verschiedenartiges zusammengefaßt. Ein Teil davon gehört zweifellos hierher, so die von Frech (1886, S. 94—96) aus dem Mitteldevon der Eifel beschriebenen *D. symmetricum* Frech und *D. retinens* Maurer. Von Lonsdale ist aber die Gattung für Formen mit pleonophoren Dissepimenten aufgestellt (Blasengewebe im äußeren Teile des Innenraums). Diese gehören zu einem anderen Formenkreise, der entweder auch eine Innenwand erworben hat und durch Konvergenz dem Formenkreise *Springaxon-Alleynia-Barrandeophyllum* ähnlich geworden ist, oder dieser hat später seine Dissepimente vom diaphragmatophoren Zustand in den pleonophoren umgebildet. Da das letztere bis zum Beweise dieses Vorganges nicht anzunehmen ist, erscheint es mir einstweilen richtiger, die Gattung *Diphyphyllum* auf Formen mit pleonophoren Dissepimenten zu beschränken.

Die Počta'sche Gattung *Barrandeophyllum* verdient schwerlich mehr als den Rang einer Untergattung von *Syringaxon,* da sie von *Alleynia* nur durch die erheblich geringere Rolle des Stereoplasmas unterschieden ist.

Der Begriff *Alleynia* ist zunächst als Gattung für eine Form des böhmischen Obersilurs aufgestellt. Heritsch hat diese Gattung sodann in den Karnischen Alpen gefunden und schließt aus ihrem Auftreten auf silurisches Alter der Fundschichten. Sie gehört überall zu den Seltenheiten (nur in Böhmen scheint sie etwas häufiger zu sein), kommt aber wohl im ganzen Devon vor; unsere Stücke zeigen sie auch noch im Oberdevon. Im Karbon wird *Alleynia* meines Wissens nicht angegeben, um so mehr aber *Diphyphyllum,* wobei die angegebenen Formen aber schwerlich etwas mit *Syringaxon* zu tun haben.

Der Name *Alleynia* müßte nach den Prioritätsregeln dem zwei Jahre früher veröffentlichten Namen *Laccophyllum* Simpson weichen; nun hat aber neuerdings (1935) Butler den alten Lindström'schen Namen *Syringaxon* wieder hervorgeholt, der, wenn er auch als nomen nudum in die Literatur eingeführt ist, immerhin zu Recht besteht, er muß also angewandt werden, und die Namen *Alleynia* (= *Laccophyllum*) und *Barrandeophyllum* sind m. E. nur Untergattungen dazu.[2])

Syringaxon ist also gekennzeichnet durch eine Innenwand oder hohle Pseudokolumelle, deren Innenraum durch Böden gekammert ist, während der Außenraum von zusammenhanglosen, schräg stehenden Dissepimentblättern erfüllt wird. Die Zurechnung der einzelnen Arten zu *S.* oder *D.,* die vorwiegend nach der Form der Dissepimente zu erfolgen hat (Blasenzone bei letzterer Gattung), bleibt bei vielen noch festzustellen.

Da wir es in unserem Falle nur mit Steinkernen zu tun haben, ist es unmöglich, hier die Beziehungen von *Alleynia-Laccophyllum* zu der Gattung *Syringaxon* Lindström wirklich zu klären.

3. Combophyllum (Microcyclus?) asteriscus n. sp.

Taf. 14, Fig. 2

Es liegen zwei Kelche im Abdruck — wenn man will: Steinkerne der Kelchgrube — vor. Der eine, weniger gute, ist zur Hälfte durch einen blumenartigen Kalküberzug verdeckt, ist also, wenn die weiter unten gegebene Deutung richtig ist, von unten gesehen.

Der Durchmesser des Kelches beträgt bei dem besseren Stück gut 12 mm. 14 Septen I bei beiden Stücken reichen grade oder (beim kleinen Stück) vielleicht auch ganz schwach gekrümmt bis etwa zum Zentrum. Sie scheinen sich hier aneinander zu legen, ohne ein falsches Säulchen zu bilden. Breite Septen II sind stellenweise zwischen ihnen zu erkennen; sie erreichen über die Hälfte der Länge der Septen I. Der Kelch ist ganz flach. Von einer äußeren Begrenzung desselben ist nichts zu sehen, im Gegenteil, der sternförmige Umriß des ganzen, bei dem die Septen I die längeren Strahlen

2) Während des Druckes dieser Arbeit erscheint: Prantl, F.: Some Laccophyllidae from the Middle Devonian of Bohemia. Ann. Mag, Nat. Hist. (2) **11**, 1933, S. 18—41. Diese Arbeit stimmt in der Tendenz mit unserer völlig überein; auf sie näher einzugehen, ist aber nicht mehr möglich.

bilden, die Septen II in den Einschnitten zwischen diesen liegen, spricht für ein Fehlen einer äußeren vertikalen Begrenzung. Dagegen kann der blumenartige Kalküberzug auf dem kleinen Stück wohl nur als eine horizontal ausgebreitete Theka aufgefaßt werden. Die Koralle würde demnach also eine flache Scheibe mit ganz wenig vertiefter Kelchgrube bilden, eine Theka wäre nur auf der Unterseite entwickelt, die seitliche Begrenzung der Scheibe wäre durch den Wechsel von (auch nach außen längeren) Septen I und Septen II sternförmig. Von Dissepimenten ist nichts zu sehen.

Ob ein längeres Septum im größeren Kelch, nach dem man, wenn man will, eine gewisse Fiederstellung der Nachbarsepten erkennen kann, als Haupt- oder (wahrscheinlicher) als Gegenseptum aufzufassen ist, mag dahingestellt bleiben, ebenso, ob vielleicht eine diesem gegenüber liegende Unvollständigkeit des Kelches eine Art Septalgrube darstellt.

Schon der äußere Umriß zusammen mit den wenigen Septen läßt zugleich mit dem oberdevonischen Alter unsere Art leicht von anderen unterscheiden und mag Veranlassung sein, sie als neu mit einem Namen zu benennen, auch wenn in ihrer Organisation noch manches dunkel bleibt.

C. osismorum E. & H. (1851, Taf. 3, Fig. 2) ist recht ähnlich, hat aber bei noch geringerem Durchmesser etwas mehr Septen und einen mehr gerundeten, nicht so sternförmigen Umriß. Ebenso ist *C. germanicum* Frech (1888, S. 635) durch größere Septenzahl und gerundeten Umriß verschieden. *Barrphyllum* besitzt eine viel ausgeprägtere Bilateralität. *Microcyclus* soll nach Kayser (1872), der wieder Meek & Worthen folgt, von *Combophyllum* durch den Besitz einer „Epitheka" verschieden sein (ob nicht eine Verwechselung von Epithek und Theka vorliegt, kann hier nicht festgestellt werden). Jedenfalls ist *„Microcyclus" eifeliensis* schon durch die wesentlich größere Zahl der Septen und den kreisförmigen Umriß von unserer Form scharf geschieden. *M. schmidti* Lotze (1928, S. 90) hat zwar auch wenige kräftige Septen, aber gerundeten Umriß, eine deutlich gerunzelte Theka auf der Unterseite und nach oben gewölbte Gestalt. Ohne über den Unterschied zwischen *M.* und *C.* hier ein endgültiges Urteil fällen zu wollen, sei unsere Art zu ersterer Gattung gestellt, schon weil die ihr ähnlichste Art von M. E. & H. zu dieser Gattung gerechnet wird.

Fundort: t o c Weinberg.

4. Lindströmia (?) cornu hirci n. sp.

Taf. 14, Fig. 11, 12

Etwa ein halbes Dutzend von Einzelkorallen zeigen ausgesprochen die Form eines Bockshornes, d. h. sie sind kegelförmig, schwach, aber gleichmäßig gekrümmt und etwas seitlich zusammengedrückt. Ein ziemlich vollständiger Abdruck hat 12 mm in der Länge, ein kleiner nur 6 mm, ein großer ist unvollständig, das ganze Exemplar mag etwa 2 cm Länge gehabt haben. Die als Ausfüllung vorliegende Kelchgrube mißt bei dem ersteren Stück 7 mm, bei dem kleineren 3,5 mm; bei dem größten sind fast 11 mm erhalten, ohne daß der Grund des Kelches erreicht wäre. Jedenfalls gehört unsere Art für die Fundschichten zu den größten Formen.

Während die meisten Stücke eine gleichmäßig schwache Biegung des Korallenkegels zeigen, führt bei einem Exemplar die an sich stärkere Krümmung des Polypars zur einer mehr als rechtwinkligen Biegung und zeigt, daß auch starke Krümmungen, ähnlich wie bei *Zaphrentis curvatissima* n. sp., vorkommen. Die Kelchgrube ist tief, wie aus obigen Zahlen hervorgeht. Sie ist stets seitlich zusammengedrückt, also im Querschnitt elliptisch, wobei aber dahingestellt bleiben mag, wieviel davon ursprünglich ist, wieviel auf Rechnung der Schieferung des Gesteins kommt. Immerhin spielt das erstere bestimmt eine Rolle, denn andere Arten haben ihren runden Querschnitt behalten, trotz der schiefrigen Beschaffenheit des Gesteins.

Die Zahl der Septen I, die mit der Größe des Exemplars natürlich wächst, beträgt 10—20. Zwischen ihnen liegen sehr wohlentwickelte Septen II, so daß der obere Teil der Kelchgrube beide oft kaum unterscheiden läßt; dabei setzen sie erst etwa in der Hälfte des Korallenkegels ein, und zwar alle gleichzeitig; bis dahin, also bei alten Exemplaren bis etwas über den Anfang der Kelchgrube, sind die Septen I allein vorhanden. Die Septen II lösen sich oft in Dornen auf, viel ausgesprochener als die Septen I; ihre Ausbildung ist aber recht verschieden, einerseits können sie als Dornenreihen auf ziemlich flachen Einfaltungen der Theka entwickelt sein, andererseits können sie ausgesprochene Leisten bilden, die nur stellenweise ihre Entstehung aus Dornen deutlich erkennen lassen. Übergänge zwischen diesen Extremen sind aber schon im vorliegenden Material so vollständig vorhanden, daß man nicht etwa nach der Ausbildung der Septen II verschiedene Arten unterscheiden kann.

In der Mitte des Kelches vereinigen sich die Abdrücke der Septen I zu einem emporragenden Hohlraum, d. h. einer Art Kolumelle. Bei einem kleinen Exemplar zeigt diese die Neigung zu ringförmiger Ausbildung, ohne daß die Verhältnisse ganz klar wären.

Die mangelnde Bilateralität, die Hornform, das anscheinende Säulchen lassen unsere Art so leicht mit keiner anderen verwechseln. Die sonst bekannten Lindströmien sind alle älter, größer von Gestalt und zahlreicher in den Septen.

Besondere Schwierigkeit macht die Gattungszurechnung unserer Art; sie muß bis zu einem gewissen Grade unentschieden bleiben, da wir nicht wissen, ob unterhalb der Kelchgrube Dissepimente oder Stereoplasma ausgeschieden werden, und wie die Hervorragung, mit der die Septen I sich in der Mitte vereinigen, zu beurteilen ist. Zu *Cyathaxonia* kann unsere Art kaum gestellt werden, da die Kelchgrube immer nur einen, wenn auch beträchtlichen Teil des Innenraums einnimmt, das Vorhandensein eines entweder von Dissepimenten oder von Stereoplasma erfüllten Raumes unter ihm vorausgesetzt werden muß. Die Hervorragung in der Mitte des Kelches, mit der die Septen I sich verbinden, dürfte als eine Anhäufung von Stereoplasma zu deuten sein, und das um so mehr, als diese, wie das eine Exemplar zeigt, einen ringförmigen Charakter annehmen kann, aber, wie die anderen Stücke zeigen, durchaus nicht muß. Das ganze Verhalten des Säulchens spricht für eine stereoplasmatische Pseudokolumelle, die unsere Art zur Gattung *Lindströmia* verweist. Endgültig kann sie zu dieser natürlich est gerechnet

werden, wenn kalkige Stücke vorliegen und die Feststellung des Charakters der angenommenen Pseudokolumelle gestatten.

Fundort: t o a α Weinberg, t o c Weinberg, Kl. Mittelberg, Lerchenberg, Wochenberg.

5. Zaphrentis sp.

Taf. 14, Fig. 3

Eine (für unsere Fundorte) ziemlich große *Zaphrentis* der wenig bilateralen Gruppe ist leider infolge Verdrückung nicht so erhalten, daß man ihre spezifischen Eigenschaften genau angeben könnte. Das Exemplar besteht aus zwei Teilen, dem in etwas schräger Richtung plattgedrückten Kelch und, von ihm durch einen elliptischen Bruchrand getrennt, dem Steinkern der Kelchgrube (Durchmesser 5,5×4 mm). Letzterer liegt so als Fremdkörper in einem, als schräger Strahlenkranz ihn umgebenden, ursprünglich dünnen Kelchmantel drin, daß man an die Möglichkeit denken könnte, es sei hier zufällig in den trompetenartigen Kelch einer *Petraia*-artigen Koralle ein anderer hineingefallen, wenn nicht die Kerben zwischen den Streifen der plattgedrückten Kelchwand den Septen des inneren Kelches entsprechen würden und die Zahl dieser Streifen nicht gerade das Doppelte (so weit zählbar) der Septen im inneren Kelch betragen würde, wobei der innere Teil gegen den äußeren schwach gedreht erscheint. Man kann also nur sagen, daß die horn- oder kegelförmige Koralle einen tiefen Kelch — meßbar 11 mm — gehabt hat, auf dessen Außenseite beide Ordnungen von Septen als breite Streifen sich deutlich ausdrücken. Ein Seitenseptum und (weniger deutlich) das Hauptseptum sind durch die an sie gebundene Einschiebung neuer Septen kenntlich.

Der innere Teil des Kelches läßt 17 Septen I erkennen, der äußere zeigt ungefähr 34 Streifen, die also die Septen II mit umfassen. Das Hauptseptum mit den benachbarten Septen I ist etwas kurz. Auch das Gegenseptum ist ein wenig kürzer als die anderen. Die Seitensepten treten im Kelch (im Gegensatz zum Kelchrande) nicht hervor. Die Septen in den beiden Quadranten neben dem Hauptseptum biegen sich ganz schwach gegen das Hauptseptum hin. Alle Septen reichen nicht ganz bis zur Mitte; es bleibt in dieser also ein Raum frei, der die Fortsetzung des durch die Verkürzung des Hauptseptums gebildeten freien Raums darstellt. Vielleicht lag hier eine Tabularfossula vor, doch läßt sich das nur vermuten. Die Septen sind nur z. T. grade, z. T. sind sie ganz schwach geschlängelt.

Man kann also nur sagen, daß hier eine *Zaphrentis* mit geringer Bilateralität und ziemlich weitläufigen Septen — Gruppe der *Z. conulus* Lindstr. = *Regmaphyllum* Wedekind — vorliegt; die Verdrückung läßt aber einerseits die ursprüngliche Gestalt des Kelches nicht richtig erkennen, ferner aber mag sie auch die Symmetrie des Kelches beeinflußt haben; ein endgültiges Urteil über unsere Form muß also weiteren Funden vorbehalten bleiben.

Wenig bilaterale *Zaphrentis* im Devon und Karbon sind z. B. *Z. omaliusi* E. & H. (1851, S. 337, Taf. 5, Fig. 3), *Z. guerangeri* E. & H. (1851, S. 336, Taf. 5, Fig. 9).

Fundort: t o c Weinberg.

6. Zaphrentis curvatissima n. sp.

Taf. 14, Fig. 4, 5, 6, 7

Sehr bezeichnend für die Schiefer des thüringischen Oberdevons ist eine kleine, schlanke, füllhornartig gekrümmte Koralle, die innerlich die Merkmale einer *Zaphrentis* der stärker bilateralen Gruppe trägt.

Der Durchmesser des elliptischen, d. h. in der Richtung der Seitensepten verlängerten Kelches erreicht 2—7 mm, die Länge des Kelchausgusses (Krümmung nicht mitgerechnet) 2,5—5 mm. Die Länge der ganzen Koralle ist selten festzustellen, auch bei der starken Krümmung des schlanken Kegels schwer anzugeben; bei nicht sehr stark gekrümmten Stücken mag sie 9—10 mm in grader Richtung betragen. Die füllhornartige Krümmung ist mäßig in der tiefen Kelchgrube, wird im weiteren Verlauf aber stark, so daß sie mindestens einen rechten Winkel, meist aber zwei Rechte, ja noch mehr ausmacht; die Anfangsspitze des Korallenhorns besitzt also meist entgegengesetzte Richtung zu dem späteren Kelch, ja, zuweilen noch mehr. Man kann sich dieses kleine Füllhorn nur an flottierende Tange angewachsen denken. Nur selten wächst der Kelch nach Erreichung einer gewissen Größe ziemlich senkrecht weiter. Zuweilen erscheint das Polypenhorn unten wie abgeschnitten und dabei zuweilen ganz gering verbreitert. Es ist hier bestimmt aufgewachsen zu denken auf einer heute verschwundenen Unterlage, also wohl wieder einem Tang.

Die Zahl der Septen I beträgt je nach der Größe des Stückes 10—16; zwischen ihnen liegen ebenso viele Septen II, die aber als Falten der Wand erst in späteren Stadien des Wachstums erscheinen, in dem ganz stark gebogenen älteren Teile fehlen und erst in dem schwach gekrümmten Kelch auftreten, dann aber auch so energisch, daß sie an dessen oberen Rande kaum von den Septen I zu unterscheiden sind.

Das lange Hauptseptum liegt auf der Seite der stärksten Krümmung. Die beiden ihm zunächst benachbarten Septen sind ihm entweder parallel, oder sie konvergieren mäßig zu ihm; die nächsten Septen I stellen sich fiederförmig zu ihnen, verwachsen mit ihren Endungen mit ihnen, so daß eine deutliche Bilateralität der Septenanlage gegeben ist, die oft zu einer Art Septalgrube führt. Zum Gegenseptum, wo es zu beobachten ist, stellen sich die Nachbarsepten stark konvergierend und legen sich mit ihren Enden an dasselbe an. Daß die Quadranten nicht immer symmetrisch sind, versteht sich bei der nicht immer paarigen Anlage neuer Septen im Verlaufe des Wachstums von selbst.

Die für unsere Art charakteristische Septalgrube kann sehr deutlich ausgeprägt sein, so daß sie an *Hapsiphyllum* Simpson erinnert; es finden sich aber Übergänge von starker und sehr deutlicher Ausbildung der Septalgrube zu schwacher; die erstere wird daher einstweilen mit der letzteren vereinigt. (Das besterhaltene Exemplar mit der stärksten Septalgrube ist von Herrn Zimmermann in der Gegend von Saalfeld gesammelt worden [Taf. 14, Fig. 6, 5 mm Durchmesser der Kelchgrube, 8 mm oberer Durchmesser]; ich wage aber deshalb nicht die Form des nördlichen Thüringer Waldes von der von Steinach abzutrennen.)

Wenn auch die Dissepimente unserer Art völlig unbekannt sind, so kann doch bei der ganzen bilateralen Anlage des Septalapparates kein Zweifel bestehen, daß es sich hier um eine *Zaphrentis* handelt. Daß diese einer neuen Form angehört, geht schon aus der starken Krümmung des hornförmigen Polypars hervor.[3])

Fundorte: t o b, Hämmerer Hieb, Röthgrund, Hirtenrangen, Weinberg, Lerchenberg; t o c, Lerchenberg, Weinberg, Hämmerer Hieb, Hirtenrangen. Laasen bei Saalfeld.

7. *Metriophyllum volki* n. sp.

Taf. 14, Fig. 8, 9, 10

Der schwach bis schnell nach oben sich erweiternde Kegel ist wenig gekrümmt, sein Querschnitt schwach elliptisch bis kreisrund, wobei man nicht weiß, wieviel von ersterem durch Verdrückung entstanden ist. Die Maße der vorliegenden Stücke sind recht verschieden:

	Länge der Kelchgrube mm	oberer Durchmesser mm	unterer Durchmesser mm
Stück	I: 14	14×8,5	3,5×5,5
„	II: 7,5	etwa 5	4×4
„	III: 4	7×3	2,5×2
„	IV: 4	7×3	2,5×2
„	V: 5,5	5	4×4
„	VI: knapp 4	etwa 3	2×2+

Davon fällt Exemplar III durch schnelle Erweiterung nach oben und entsprechende starke Verdrückung auf. Es scheint so, als ob unterhalb der Kelchgrube eine starke bis rechtwinkelige Krümmung eintritt; doch ist diese nur an wenigen Stücken erhalten.

14 bis 16 Septen I am Grunde des ziemlich runden Kelches lassen die Lage der vier Hauptsepten dadurch erkennen, daß die andern gegen diese ganz schwach fiederstellig gerichtet sind; es findet, wie M. Edwards & Haime sagen, eine gewisse Bündelung der Septen innerhalb der Quadranten statt („faiesceaux", 1851, S. 317). Nur bei einem Septum (dem Gegenseptum?) kann die Bilateralität deutlicher sein, indem die neu angelegten Septen zu ihm konvergieren und mit ihren inneren Enden sich an dieses Septum anlegen. Aber nur die Stücke II und III zeigen dies, bei dem besten und größten, I,

3) Neuerdings verwendet Schindewolf (Zur Kenntnis der Gattung *Zaphrentis* und der sogenannten Zaphrentiden des Karbons. Dieses Jahrb. für 1937, **58**, S. 439 bis 454, 1938) statt der Bezeichnung *Zaphrentis* den Namen *Zaphrentoides* Stuckenberg und unterscheidet nach der Lage der Septalgrube die Untergattungen *Zaphrentoides* s. str. und *Hapsiphyllum* Simpson, wobei unsere Art zu ersterer zu stellen wäre. Auf die während des Druckes erscheinende Arbeit näher einzugehen, ist leider nicht möglich.

ist es nicht zu sehen. Auch das kleine, VI, läßt das nicht deutlich erkennen. Eine solche klare bilaterale Anlage der Septen dürfte also im Laufe der Entwickelung eines Individuums ein vorübergehender Zustand sein.

Die Septen II treten, wenn sie überhaupt zu beobachten sind, erst in einiger Entfernung über dem Grunde des Kelches als Leisten auf. Die Septen I reichen gradlinig bis zum Zentrum und legen sich hier meistens aneinander, ohne daß man ihre Vereinigung zu einer Pseudokolumelle beobachten könnte. Nur bei einem Exemplar tritt eine ringförmige Vereinigung der Septen I in die Erscheinung, die einen elliptischen, im Steinkern etwas hervorragenden Hohlraum umfaßt. Man könnte daran denken, das Stück zu *Springaxon* zu stellen, wenn es nicht sonst mit unserer Art übereinstimmen würde.

Die ganz geringe Bilateralität, die sich in seiner „Bündelung" der Septen in einem Quadranten ausdrückt, dürfte am besten ihren Ausdruck bei der Gattung *Metriophyllum* M. E. & H. finden. Ihr werden einige Arten des Mitteldevons zugeschrieben (*M. bouchardi* M. E. & H. — Boulonnais in Frankreich, Asturien [s. Barrois 1882, S. 196] —, *M. battersbyi* M. E. & H. — Torquai in England —, *M. gracile* Schlüter, *M. laeve* Schlüter [s. Schlüter 1889, S. 18—20] — Rheinland). Der Kelch ist ähnlich, wenn auch meist die geringe Bilateralität der Septen in den Abbildungen gar nicht zum Ausdruck kommt, dafür aber eine Pseudokolumelle durch Vereinigung der Septen in der Mitte in die Erscheinung tritt (beschrieben besonders von Barrois 1882, S. 196). Daß dieselbe von Barrois als ringförmig bezeichnet wird, wie bei *Springaxon,* stimmt mit unserem einen Exemplar überein und verstärkt den Eindruck gegnerischer Zusammengehörigkeit. Aber vollständige Übereinstimmung mit unserer Form besteht bei keiner mir bekannten Art; es dürfte sich also um eine neue Form handeln, die nach ihrem Entdecker benannt sei.

Fundorte: t o b, Weinberg, Lerchenberg, Hämmerer Hieb, t o c, Lerchenberg, Weinberg.

8. Amplexus liliiformis n. sp.

Taf. 14, Fig. 13, 14

Vom Lerchenberg, Großen Mühlenberg und Weinberg liegt eine Anzahl von Exemplaren vor, die teils in der üblichen Weise als Steinkerne erhalten sind, teils aber kalkig in einem Schiefergestein liegen.

Die Koralle bildet einen ganz schwach gekrümmten Kegel, dessen Kelchgrube sich zuletzt nach oben trompetenartig schnell erweitert. Die Länge der vorliegenden Steinkerne beträgt bis 10 mm, die ganze Länge des Polypars ist bei keinem sicher bestimmbaren Stück erhalten. Es seien hier die Maße einiger vorliegender Stücke angegeben:

oberer Durchmesser	unterer Durchmesser	erhaltene Höhe des Kelches
—	—	5—10 mm
10 × etwa 18 mm	6×12 mm	8— 9 mm
15 mm	6 mm	6 mm

10 bis 20 Septen I erreichen, manchmal schwach gedreht, höchstens die Hälfte des Halbmessers an Länge. Die Septen II drücken sich in den höheren Teilen des Kelches in der verdoppelten Zahl der Falten der Theka aus. Man könnte an eine *Petraia* denken, wenn nicht ein kalkig erhaltenes Stück einen unzweifelhaften, schwach nach unten gewölbten Boden erkennen ließe. Der Kelch steht aufrecht in einem Schiefer, und man darf sich nicht täuschen lassen durch die Bänderung des letzteren, die über die Koralle weggeht. Innerhalb des Kelches macht ein tieferes Band einen Bogen und legt sich an den schüsselförmigen Boden an, der ganz unzweifelhaft zu sehen ist.

Die verkürzten Septen, die — ausnahmsweise! — bekannten, den ganzen Viszeralraum durchsetzenden Böden machen es unmöglich, unsere Form einer anderen Gattung als *Amplexus* zuzuteilen. Daß der stark verkürzte Septalapparat keinerlei Bilateralität erkennen läßt, paßt zu dieser Gattung in ihren typischen Vertretern. Unter den zahlreich beschriebenen Arten nimmt die unsrige aber durch die starke Erweiterung des Kelches nach oben eine Sonderstellung ein, die sie wohl mit keiner andern verwechseln läßt. Ein weiteres Kennzeichen sind die verhältnismäßig langen Septen.

Fundort: Lerchenberg, Gr. Mühlenberg, Weinberg.

9. Campophyllum sp.

Zwei z. T. kalkig erhaltene Stücke von 4 und 10 mm Höhe und 9 bzw. 11 mm Durchmesser zeigen je 46 stark verkürzte Septen, abwechselnd etwas länger und kürzer, von denen die längeren bis zu fast 3 mm Länge erreichen. Die Septen werden durch ziemlich dicht stehende, anscheinend waagerechte Dissepimentblätter verbunden.

Eine nähere, auch nur generisch gesicherte Bestimmung der beiden augenscheinlich zur gleichen Art gehörigen Stücke ist nicht möglich. Die kurzen Septen und das Vorhandensein einer Dissepimentzone zwischen diesen, wenn auch der Charakter der Dissepimente nicht zu erkennen ist, machen eine Zugehörigkeit zu *Campophyllum* nicht unwahrscheinlich.

Fundort: t o c Weinberg.

10. Metriophyllum sp.?

Vielleicht gehören zu *Metriophyllum* zwei nicht sehr deutliche Steinkerne einer verhältnismäßig großen Einzelkoralle. Die elliptische Kelchgrube hat im Querschnitt 9,5×13 bzw. 8×12 mm und ist, nach dem Abdruck zu urteilen, wenig tief. Die ungefähr 32 bis 40 Septen (wobei die Hälfte auf die II. Ordnung kommt) scheinen ziemlich gradlinig bis zum Zentrum zu reichen und sich hier winklig aneinander zu legen, so daß gewissermaßen Bündel von Septen entstehen. Die Septen II sind wohl nur wenig kürzer als die Septen I. Der größere Steinkern zeigt eine schwach vertiefte ringförmige Zone, die mit der Form der Dissepimente zusammenhängen kann. Drei etwas kürzere Septen in einer kürzeren Seite des Kelches zeigen wohl die Lage des Hauptseptums an. Doch ist bei beiden Steinkernen alles zu unbestimmt, um sich auch nur mit einiger Sicherheit über sie zu äußern.

Fundort: t o c Weinberg.

***11. Thamnopora cristata (Blumenb. emend. Frech)* n. var. minor.**

Taf. 14, Fig. 19, 20, 21, 22

Diese Form kommt sowohl bei Steinach, als auch — anscheinend häufiger — bei Saalfeld vor; beide Punkte haben eine Anzahl guter Steinkerne geliefert.

Der besterhaltene Steinkern von Steinach umfaßt einen Ast von 2,5 cm Länge, der, vielleicht mit der Abzweigungsstelle, einen Durchmesser von höchstens $1^1/_3$—$1^1/_2$ mm hat. Von Laasen bei Saalfeld liegen mehrere dicke Äste von 8 mm Durchmesser und bis 17 mm erhaltener Länge bei etwa gleichem Röhrendurchmesser (meist 1 mm ohne die Wandverdickung) vor. Die Wände sind in ihrer ganzen Länge durch Stereoplasma wenig verdickt, gegen die Mündung etwas mehr; meist ist das aber nicht übermäßig der Fall, so daß das Lumen der Röhre immer noch größer ist als ihr Abstand; manchmal ist die Verdickung aber auch stärker bis ziemlich stark, ohne daß man solche Stücke von den andern trennen könnte. Das Lumen der Röhren ist rund, die einzelnen Wandseiten sind nicht zu erkennen. Ziemlich große Poren treten einzeln auf, niemals zweireihig; ihr Vorkommen läßt eine bestimmte Regel nicht hervortreten. Von Dornen ist oft nichts zu sehen; bei einigen Exemplaren sind solche aber als kleine, runde Löcher deutlich erhalten; man kann also nur sagen, daß sie durch das die Wände verdickende Stereoplasma meist unterdrückt sind, aber sich zuweilen doch durchsetzen (Taf. 14, Fig. 20). Meist ist auch nichts von Böden zu sehen; aber einzelne Röhren enden mit einer ebenen Fläche, die einem Boden zu entsprechen scheint. Man kann also wohl auf das Vorhandensein weniger, tief in der Röhre liegender Böden schließen.

Die Vermehrung ist echte Favositen-Zwischenknospung; die jungen, dünnen Röhren stecken „wie eingeschlagene Nägel" zwischen den älteren und lassen nur selten Beziehungen zu einer bestimmten älteren Röhre erkennen; zuweilen ist eine solche aber doch unzweifelhaft vorhanden, bis zu Fällen, in denen man von einer inäquaten Teilung sprechen kann (Taf. 14, Fig. 21).

Die sehr gut erhaltenen Poren und die Art der Vermehrung zeigen, daß es sich um eine Favositide handelt. Von *F. cristatus* nach der Schilderung von Frech, die sich doch vorwiegend auf oberdevonische Vorkommen bezieht, weicht unsere Form durch die geringe Sklerenchym-Verdickung und die entsprechend öfter vorhandenen Dornen ab, sowie durch die anscheinend selteneren Poren; auch sind ihre Maße für diese Art gering. Der Steinkern läßt das Vorhandensein von wenigen Böden zwar erschließen, aber nicht beobachten. Man muß also auf eine Varietät von *Thamnopora cristata* schließen, die von der typischen Form, bei Übereinstimmung in den Hauptpunkten, durch die angegebenen Unterschiede abweicht. (Über die Abgrenzung von *Thamnopora* einerseits gegen Favositen mit schwach verdickter Wand, z. B. *F. polymorphus,* andererseits gegen *Pachypora lamellicornis,* siehe Weissermel 1939).

Frech (1885, S. 103) erwähnt das Vorkommen einer bei Bergisch-Gladbach und Arnsberg häufig vorkommenden Varietät, die durch kleine Röhren (1 mm) und häufige Septaldornen ausgezeichnet ist; nach Vergleich mit dem Material der Geol. Land.-Anst. handelt es sich wohl um dieselbe Form, wie sie hier beschrieben ist; der abweichende Erhaltungszustand erschwert aber eine nähere Vergleichung.

Andere Steinkerne besitzen noch kleinere Dimensionen; sie zeigen das — keineswegs überraschende — nicht gerade seltene Vorhandensein kleiner Ästchen von Favositiden (*Coenites ?*) an, ohne daß sich auch nur die Gattung genau bestimmen ließe.

Fundorte: t o b Weinberg, Laasen bei Saalfeld.

12. Cladochonus sp.

Taf. 14, Fig. 1 und Abb. 1

Bei dieser Form möchte man es besonders bedauern, daß so wenig kalkiges Material vorliegt und es so kaum möglich ist, Feststellungen über den Bau der Theka und der etwaigen Septen zu treffen. Es liegen nämlich



Abb. 1. *Cladochonus* sp. — Hämmerer Hieb. Profil 16, Schicht 29 (dasselbe Stück wie Taf. 14, Fig. 1)

einige gute Abdrücke vor, die das äußere Bild recht gut zeigen und dadurch beweisen, daß es sich hier wirklich um eine Koralle handelt, was man aus den langen Röhren bzw. ihren Abdrücken noch nicht sicher erschließen könnte.

Der Abdruck zeigt einen schwach hornförmig gebogenen Koarllenkegel mit nach oben trompetenartig erweiterter Mündung. Das Maß der besten Stücke ist 9,5×5,4, 4,5×6 mm im Durchmesser bei 6 mm Höhe, bzw. 6,5×9 mm bei 3,5 mm Höhe. Von Septen im Inneren des Kegels ist nichts zu sehen. Dagegen zeigt der Abdruck der Wand, besonders am Rande des Kelches, ungefähr 35 Streifen, genau in der gleichen Weise, wie sich sonst bei Korallen die Septen markieren. Es ist also gar nicht zweifelhaft, daß man eine Koralle vor sich hat. Nicht weit unter dem Rande zweigt aber von dem Kegel eine horizontale Röhre von etwa 2 mm Durchmesser ab und zieht weit durch das Gestein hin (gemessen wurden 12 mm, aber wohl nur

zufällig nicht mehr). Einmal wurde eine Erweiterung derselben und das Auftreten von septenartigen Streifen bei gleichbleibender Richtung der Röhren beobachtet. Es kann gar keinem Zweifel unterliegen, daß aus einem Korallenkegel stolonenartig lange Röhren hervorgehen, die ihrerseits wieder einen *Aulopora*artigen Eindruck machen. Unter Korallen ist dieses Verhalten ganz ungewöhnlich; es wird dadurch aber wieder die außerordentliche Plastizität des Korallenorganismus bewiesen, und es wird wahrscheinlich, daß auch *Aulopora*-Geflechte innerhalb des Korallenstammes vorkommen, daß also zum mindesten nicht alles, was *Aulopora* heißt, zu den Bryozoen gehört.

Dieses Zusammenvorkommen von *Petraia*artigen Korallenkegeln mit langen Röhren, die als Stolonen aus jenen hervorgehen, dürfte für die Gattung bezeichnend sein, die also Rugose und Tabulate in ebenso interessanter wie aufschlußreicher Weise verbindet.

Die Gattung *Cladochonus* enthält ein eigentümliches Problem. Nicholson (1879 a), zugleich gemeinsam mit R. Etheridge jun. (1879 b), unterschied in gewohnter Klarheit die Gattungen *Cladochonus* (= *Pyrgia* E. & H.), *Aulopora* und *Monilopora*[4]), von denen *Aulopora* mit ihrer Unterlage fest verwachsen sei, *Cladochonus* sich mit seinem Stock von der Unterlage frei erhebe (in anderer Weise als *Syringopora*), *Monilopora* durch verbreiterte Koralliten und besonders durch eine ganz eigentümliche Struktur der Wand gekennzeichnet sei. Girty (1929) will nun aber feststellen (es bleibt nur ein Wahrscheinlichkeitsbeweis, was de Koninck gemeint hat) daß *Cladochonus* und *Monilopora* ident seien (wovon *Cladochonus* als der ältere Name den Vorrang hätte); beide seien auf die gleiche Art, *Cl. crassus* M'Coy, aufgestellt; das Vorhandensein von *Cladochonus* im Sinne von Nicholson sei noch zu beweisen; zutreffenden Falls müßte er neu benannt werden. Ist die Annahme von Girty richtig, so würde unsere Form wahrscheinlich unter *Cladochonus-Monilopora* fallen. Ihre Eigentümlichkeit innerhalb dieser wäre es, daß nicht ein Netzwerk, das den Primat hätte, örtlich senkrecht Kelche aussendete, sondern daß senkrechte Koralliten, die zweifellos den Vorrang haben, stolonenartig waagerechte Röhren aussenden. Da es nun bei unseren Abdrücken nicht möglich ist, über den Bau der Wand irgend etwas auszusagen, trägt die thüringische Form zur Klärung der Verwandtschaftsverhältnisse wenig bei und muß selbst spezifisch unbestimmt bleiben.

Holzapfel (1895) beschrieb aus dem Mitteldevon des Rheinlandes mehrere Arten dieser Gattung, deren Hauptverbreitung im Karbon liegt; unsere Art ist aber mit keiner dieser wirklich ident, was ja auch bei deren mitteldevonischem Alter nicht Wunder nehmen kann. Am ähnlichsten ist wohl einerseits *Cl. schlüteri,* andererseits besonders das in Holzapfel's Figur 5 als *Cl. sp.* dargestellte Stück, bei dem, wie bei unserem Material, aus einem Korallenkegel stolonenartig lange Röhren hervorgehen.[5])

Fundort: t o c Weinberg, Hämmerer Hieb, Hirtenrangen.

---

4) Nicholson & Etheridge schreiben „*Monilopora*", im Gegensatz zu Girty, der ebenso wie F. Roemer „*Monilipora*" schreibt.

5) Während des Druckes dieser Arbeit erscheint: Hill, D. & L. B. Smyth: On the identity of *Monilopora* Nicholson & Etheridge with *Cladochonus* M'Coy. Proc. R. Irish Acad., **45**, Sect. B Nr. 6, 1938, S. 125—138. Das Ergebnis dieser Arbeit ist etwa das gleiche, wie es hier gewonnen wird; *Cladochonus* wird einfach zu den Rugosen gerechnet. Näher auf sie einzugehen, ist nicht mehr möglich.

19. Phillipsastraea cf. hennahi (Lonsd.)

Taf. 14, Fig. 18

Unter den von Herrn E. Zimmermann gesammelten Stücken befindet sich auch der Abdruck einer *Phillipsastraea* in einer Grauwacke von Laasen bei Saalfeld, ein Stück, das besondere Bedeutung beanspruchen kann, nicht nur, weil es das einzige der Gattung und der einzige Rugosenstock dieses Gesteins ist, sondern noch mehr, weil es das auf anderem Wege erschlossene Alter der Schichten als Oberdevon bestätigt.

Der Abdruck ist an sich unbedeutend genug. Er umfaßt nur wenige Kelche eines Korallenstockes und ist nur etwa 10 mm lang. In einer ziemlich ebenen Oberfläche sind schmale Kelchgruben von nicht mehr als höchstens 2 mm Durchmesser eingesenkt. (Im Abdruck ragen sie natürlich über die Oberfläche empor.) Der Abstand der Kelchzentren beträgt etwa 5 mm. Die 28—30 Septen gehen ohne jede erkennbare Theka aus einem Kelch in den anderen über. Seitliche Kämme, also Septalleisten, drücken sich im Abdruck stellenweise deutlich aus. Die Erhebungen des Abdrucks zwischen den Septen lassen eine gewisse Gliederung erkennen, die auf das Vorhandensein von „Interseptallamellen" (Wedekind) hinweist, ohne daß auf deren (wohl blasenförmige) Gestalt zu schließen wäre. Septen I und II sind nicht deutlich zu unterscheiden. Ebenso läßt sich nur sagen, daß die Septen bis in die Nähe des Kelchmittelpunktes reichen; wie sie sich hier verhalten, läßt sich nicht feststellen.

Eine genaue Bestimmung ist bei diesem Erhaltungszustande natürlich nicht möglich. Man kann nur sagen, daß eine Form ohne deutliche Begrenzung der Einzelpolypen vorliegt; dadurch scheidet ein größerer Teil von dem, was bisher als *Phillipsastraea* beschrieben ist, aus, namentlich das, was jetzt zu *Prismatophyllum* gerechnet wird. Die ähnlichste unter den bekannten Arten ist wohl noch *Ph. hennahi*. Daß die Entwicklung hier unter ungünstigen biologischen Umständen kümmerlich war, was sich in Kelchdurchmesser und Septenzahl ausspricht, kann nicht Wunder nehmen.

Häufiger scheint *Phillipsastraea* in dem oberdevonischen Kalk am Kapfenberg südlich von Ebersdorf vorzukommen (Grenze der Blätter Hirschberg und Lobenstein). Der abweichenden Fazies wegen (Kalkfazies!) wird dieses Vorkommen zusammen mit den tiefer-devonischen Knollenkalk-Vorkommen im zweiten Teil dieser Arbeit beschrieben.

Fundort: Laasen bei Saalfeld.

Schriften

Barrois, Ch.: Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. — Mém. Soc. géol. Nord, **2**, I. 1882.

Bassler, R. S.: The palaeozoic Rugose Coral family Palaeocyclidae. — J. Palaeontol., **11**, S. 189—201. Menasha Wisc. 1937.

Butler, A. I.: On the silurian rugose coral *Cyathaxonia siluriensis*. — Geol. Mag., **72**, S. 116—124. 1935.

Fenton, M. A.: News species of *Aulopora* from the Devonian of Iowa. — Amer. Midland Naturalist, **10**, S. 373—384. 1927.

Fenton, M. A. & C. L.: *Aulopora* a form genus of Tabulate Corals and Bryozoans. — Amer. Midl. Naturalist, **18**, S. 109—128. 1937.

Frech, Fr.: Die Korallen des Oberdevons in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **37**, S. 20—130. 1885. Nachtrag ebenda S. 946—958.

— : Die Cyathophylliden und Zaphrentiden des deutschen Mitteldevon. — Paläontol. Abh., **3**, H. 3. 1886.

— : Geologie der Umgegend von Haiger bei Dillenburg. — Abh. geol. Spez.-K. v. Preußen usw., **8**, H. 3. 1888.

Girty, G. H.: On the genera *Cladochonus* and *Monilipora*. — J. Geol., **33**, S. 19—27. 1925.

Holzapfel, E.: Das obere Mitteldevon im rheinischen Gebirge. — Abh. k. preuß. geol. L.-A., N. F. **16**. 1895.

Kayser, E.: Neue Fossilien aus dem rheinischen Mitteldevon. — Z. deutsch. geol. Ges., **25**, S. 691—700. 1872.

Lindström, G.: Beschreibung einiger obersilurischer Korallen aus der Insel Gotland. — Bih. k. svensk. Vet.-Akad. Handl., **21**, Afd. IV, Nr. **7**, S. 1—20: 1896.

Lotze, Fr.: Das Mitteldevon des Wannetals nördlich der Elsper Mulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **104**. 1928.

Ludwig, R.: Corallen aus palaeolithischen Formationen. — Paläontographica, **14**, S. 133—244. 1865—1866.

Milne Edwards & Haime, I.: Monographie des polypiers palaeozoiques. — Arch. Mus. Hist. nat., **5**. 1851.

Nicholson, H. A.: On *Duncanella*, a new genus of palaeozoic corals. — Ann. Mag. Nat. Hist., (4) **13**, S. 333—335. 1874.

— : On the structure and affinities of the „Tabulate Corals" of the palaeozoic period. — Edinburgh & London 1879 a.

Nicholson, H. A. & Etheridge, R. jun.: On the microscopic structure of three species of the genus *Cladochonus*. — Geol. Mag., Dec. II, **6**, S. 289—296. 1879 b.

Počta, F.: In Barrande: Système silurien du centre de la Bohême. — 1. P., **8**, T. 2. Anthozoaires et Hydrozoaires. Prag 1902.

Richter, R. & Unger, Fr.: Beiträge zur Paläontologie des Thüringer Waldes. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, **11**. 1856.

Roemer, F.: Lethaea palaeozoica. **1**. — Stuttgart 1880.

Schlüter, Cl.: Anthozoen des rheinischen Mitteldevon. — Abh. geol. Spez.-K. Preußen usw., **8**, H. 4. 1889.

Simpson, G. B.: Preliminary description of new genera of palaeozoic Rugose Corals. — V. Ann. Rep. New York State Mus., **3**, S. 199—222. 1900.

Volk, Max: Das Oberdevon am Schwarzburger Sattel zwischen Südrandspalte und Kamm des Thüringer Waldes. — Sitz. Ber. Phys. med. Sozietät z. Erlangen, **70**, 1938, S. 147—277.

Weissermel, W.: Aus der Form- und Stammesgeschichte der Korallen. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, S. 219—244. 1936.

— : Neue Beiträge zur Geologie, Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel. 3. Obersilurische und devonische Korallen, Stromatoporiden und Trepostome von der Prinzeninsel Antirovitha und aus Bithynien. — Abh. preuß. geol. L., N. F. 190. 1939.

Urschrift eingegangen am 12. April 1938

Druckauftrag erteilt am 17. März 1939

Die Tiefbohrung Tilsit-Waldhof

nebst Bemerkungen zur staatlichen Bohrung Labiau und zu einigen anderen ostpreußischen Bohrungen

Von Paul Gustaf Krause, Eberswalde

Tafel 15

Inhalt

Seite

Einleitung 371

Die Formationsfolge der Bohrungen 373

a) Postglazial 373
b) Diluvium 373
c) Ober-Senon 374
d) Turon 384
e) Cenoman 385
f) Oberer Jura: Oxford 391
Unter-Oxford 393
g) Kellaway 395

Zur Kellaway-Fauna und -Flora 398

1. Foraminifera 398
2. Vermes 398
3. Bryozoa 398
4. Lamellibranchiata 398
5. Scaphopoda 400
6. Gastropoda 401
7. Ammonites sp. div. 401
8. Hölzer 401

h) Cornbrash ? 401
i) Rhät-Lias ? 403
k) Unterer Buntsandstein 404
l) Unterer Buntsandstein und Obere Zechsteinletten 410
m) Plattendolomit. 415
n) Zechstein 417

Zusammenfassung 418

Schriften 418

Einleitung

Die Kenntnis von dem geologischen Aufbau und den geologischen Zusammenhängen des tieferen Untergrundes der Ost-Provinzen des Reiches ist noch immer sehr lückenhaft. An den wenigen Stellen, wo durch den diluvialen Untergrund das vortertiäre Gebirge durchstieß, wie bei Wapno, Wapienno und Hansdorf, und wo der Erfolg einer Bohrung eher zu übersehen war, folgte der staatlichen Initiative auch die private Bohrtätigkeit.

In Ostpreußen, wo diese Vorbedingungen nicht oder doch nur für das Tertiär im Samlande gegeben waren, fehlte es lange an dem staatlichen Vorbilde. Die geologischen Einblicke, welche Tiefbohrungen im Memeler Gebiete, also im äußersten Nordosten der Provinz, schon frühzeitig erbracht hatten, hätte schon eher zur Vornahme von Aufschlußbohrungen im mittleren Teile der Provinz Anreiz und Veranlassung werden können. Erst im Jahre 1901 begann hier ein Wandel durch den Staatsbeschluß, mit mehreren möglichst tief hinabzuführenden Aufschlußbohrungen die Kenntnis der Flözformationen und ihrer etwaigen abbauwürdigen Lagerstätten zu gewinnen.

Die erste dieser fiskalischen Tiefbohrungen war die Heilsberger, die bis zu 900 m Tiefe gelangte und für Ostpreußen zu einem Markstein in der Entwicklung der Kenntnis seiner Untergrundsgeologie wurde. Wenn diese Bohrung auch nur als reine Aufschlußbohrung durchgeführt wurde, so bedeutete sie doch, ohne abbauwürdige Lagerstätten angetroffen zu haben, eine ganz wesentliche Erweiterung und Vertiefung des geologischen Untergrundbildes.

Als nächste Aufschlußbohrung war dann vom Staate 1906 die Bohrung Labiau in Angriff genommen. Sie sollte ebenfalls bis auf eine ähnliche Tiefe hinabgeführt werden. Leider machte eine höhere Gewalt in Gestalt eines gewaltigen Wasserausbruches bei 368 m Tiefe die Absicht zunichte, so daß die Bohrung schon bei 407 m Tiefe im Br. Jura eingestellt wurde.

Dieser Mißerfolg wirkte leider lähmend auf die beteiligten Stellen. Dann kam der Große Krieg und die ruchlose Revolutions- und Systemwirtschaft nach demselben, die es nicht zu weiteren derartigen Unternehmungen gelangen ließ. Es war daher ein dankenswertes Beginnen, als sich die Zellstoffabrik Waldhof-Tilsit 1930 entschloß, auf eigene Kosten eine Tiefbohrung auf Wasser der bekannten Königsberger Bohrfirma E. Bieske A.-G. in Auftrag zu geben.

Es lagen in dem Tilsiter Gebiet bereits eine größere Anzahl von mehr oder weniger flachen, ebenfalls auf Wassergewinnung gerichteter Bohrungen sowohl von seiten der Stadt wie von einzelnen industriellen Unternehmungen vor. Auch die Zellstoffabrik selbst hatte bereits 8 Brunnen abgeteuft, die aber wie eine Reihe anderer in 80—150 m salzhaltiges Kreidewasser ergeben hatten. Da aber dieser Qualitätsfehler bestand und in diesen Teufen auch keine für ein derartiges Industriewerk ausreichende Wassermengen zu finden waren, entschloß man sich zu einer größeren Tiefbohrung. Man ging dabei von der Hoffnung aus, daß die Memeler Schichten, die einen solchen Reichtum an gutem Wasser lieferten, in Tilsit nur ungefähr 100 m tiefer liegen würden. Diese Annahme erwies sich aber als nicht richtig, da die Purmallener Schichten hier im Gebiete eine erheblich größere Mächtigkeit be-

sitzen als unter Memel. So mußte denn auch für die Bohrung ein größerer Kostenbetrag, als ursprünglich vorgesehen war, in Anspruch genommen werden.

Leider kam es dadurch, kurz bevor man aller Voraussicht nach vor dem entscheidenden Erfolge stand, trotz aller Opferwilligkeit der Firma Waldhof wie auch der Firma Bieske schließlich zur Aufgabe der Bohrung. Alle Versuche, die von der Geologischen Landesanstalt bei den in Betracht kommenden Stellen der damaligen Regierung gemacht wurden, durch eine staatliche Zubuße von schließlich nur 3000 Mark diese wichtige neue Aufschlußbohrung restlos durchzuführen, scheiterten.

So wurde die Bohrung 1932 abgebrochen und später leider eingestellt, obwohl sie weit über das private Interesse hinaus, zumal sie ja bis zu dieser Tiefe dem Staate gar nichts gekostet hatte, auch für die Frage einer großzügigen Wasserversorgung der Provinzstädte unter Umständen eine entscheidende Bedeutung gewinnen mußte.

Wie anders war in einem früheren gleichgelagerten Falle die Fürsorge der damaligen Regierung für Ostpreußen! Als die Stadt Memel 1894 eine Bohrung zur Wassererschließung niedergebracht hatte und kurz vor dem erwarteten Ergebnis diese einstellen wollte, da bewilligte der Minister für Handel und Gewerbe die Mittel zur Fortführung der Bohrung bis 111,7 m auf Befürwortung der Geologischen Landesanstalt mit dem Erfolge, daß hierbei eine für Ostpreußen neue wasserführende Schicht erschlossen wurde (Jentzsch 1896).

Die wissenschaftliche Bearbeitung der Bohrung, die mir übertragen worden war, erlitt durch mein Ausscheiden aus dem Dienste eine längere Unterbrechung, so daß sie erst jetzt zum Abschluß gekommen ist.

Die Bohrkerne, die seinerzeit von mir am Bohrturme untersucht worden sind, verblieben dort und kamen mir später nicht wieder in die Hände. Infolgedessen sind die Notizen darüber von 406 m an abwärts knapper gefaßt und entsprechend verwertet. Bei 444 m war damals das Ende der Bohrung erreicht. Sie blieb zunächst stillgelegt. Bei der Wiederaufnahme sind außer dem Berichte von der Firma Bieske mir nur einzelne Bohrproben geschickt worden. Die Lücken dazwischen sind daher auf Grund der Berichte, die keine Gesteinsänderungen meldeten, interpoliert.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch an dieser Stelle den Herren Dr. Stäsche und Dr. C. A. Wicher für die liebenswürdige Untersuchung einer Anzahl Gesteinsproben auf Foraminiferen, sowie Herrn Dr. Hellmers für freundliche Hilfe bei der mikroskopischen Untersuchung der Proben, Herrn Prof. Dr. Utescher für die bereitwilligst ausgeführten verschiedenen chemischen Prüfungen und Bestimmungen, und endlich meinem verehrten Freunde Herrn Geh. Rat E. Zimmermann für manche Winke und Ratschläge meinen besten Dank auszusprechen.

Die Ansatzstelle der Bohrung, das sei schließlich noch bemerkt, liegt auf dem linken Memelufer auf dem Gelände der Zellstoffabrik Waldhof, dicht westlich von der über die Memel führenden Eisenbahn auf einer alten Memelterrasse 9 m über NN.

Die Formationsfolge der Bohrungen

Das Profil der Bohrung lautet nun wie folgt:

a) Postglazial

Die oberen 9 m der Bohrung gehören einer Terrassenablagerung der Memel an, die wohl durch Schalenführung als eine Einheit zusammenzufassen und wohl schon in die Litorina-Zeit mit veränderten Niveau- und Zufluß-verhältnissen zu stellen ist. Das Profil lautet:

von	0,0— 1,0 m	Feiner, bräunlichgrauer, schwach staubiger, kalkhaltiger Sand.
	2,0— 4,6 m	Scharfer, stark grandiger, bräunlich-grauer Sand mit einzelnen kleinen Geröllen und einer Schale von *Unio crassus* Retzius, stärker kalkhaltig.
	4,6— 8,0 m	Bräunlichgrauer, grandiger Sand mit einzelnen kleinen Geröllen und Schalenbruchstücken, braust lebhaft mit HCl.
	8,0— 9,0 m	Feiner sandiger Kies mit einzelnen kleinen Geröllen und einzelnen Schalenbruchstücken, braust lebhaft mit HCl.
	9,0— 9,7 m	Schwarzbrauner Torf, lebertorfartig, kalkfrei, = schwach sandige Dy-gyttja in Sumpftorf übergehend.

Die pollenanalytische Untersuchung dieses Torfes, die Herr Dr. Gross-Allenstein freundlichst ausgeführt hat, ergab folgendes: Die Bildung ist ziemlich pollenreich (225 Baumpollenkörner in einem Präparat 18/18 mm²). Die Laubholzpollen sind schlecht erhalten, so daß die Möglichkeit selektiver Pollenzersetzung vorliegt, d. h. es können die besonders empfindlichen Pollenkörner von *Ulmus, Quercus* und *Carpinus* zerstört sein.

Das Pollenspektrum enthält: *Alnus* 9%, *Betula* 5%, *Pinus* 85%, *Tilia* 1%, *Corylus* 5,5%, Cyperaceen 4,5%, Gramineen 2%, Varia 1%, Farnsporen 105%, *Sphagnum*-Sporen 0,5%. Da der sehr widerstandsfähige *Picea*- und *Abies*-Pollen fehlt, kann die Torfschicht nur als postglaziale Bildung aufgefaßt werden. Die sehr niedrigen Pollenwerte von *Alnus, Tilia* und *Corylus* und der sehr hohe *Pinus*-Pollenwert sprechen für frühe Ancylus-Zeit.

b) Diluvium

An der Unterkante der Torfbank können wir die Grenze des Diluviums beginnen lassen, das bei seiner gleichmäßig kiesigen Ausbildung und geringen Mächtigkeit nicht weiter gegliedert werden kann, sondern dem jüngsten Diluvium, der Abschmelz-Zeit, zuzurechnen ist.

Das Schichtenprofil lautet:

9,7— 11,0 m	Mittelkörniger, etwas staubiger Kies mit einzelnen, größeren Geröllen, u. a. zwei von lichtgrauem, stark kieseligem, flintartigem Kreidemergel („Harte Kreide" bzw. „Toter Kalk").
11,0— 12,0 m	Mittelkörniger bis grober Kies mit einzelnen größeren, nordischen Geröllen.
12,0— 13,4 m	Feinkörniger bis mittelkörniger, sandiger Kies mit zwei größeren Geröllen des „Toten Kalkes".
13,4— 16,3 m	Dasselbe ohne solche Kreide-Gerölle.

Östlich einer ungefähr von Minge im Norden über Gilge, Nemonien, Labiau, Wehlau, Peterswalde, Allenburg, Gerdauen, Dönhofstedt, Rastenburg usw. nach Süden verlaufenden Linie fehlt das Tertiär hier im nordöstlichen und östlichen Ostpreußen, soweit die bisherigen, allerdings nur um Tilsit gehäuften Bohrungen darüber Aufschluß geben, ganz unter dem Diluvium. Eine Ausnahme bilden nur ein paar Bohrungen auf den Blättern Insterburg und Darkehmen, die zwei inselartige Tertiärvorkommen nachgewiesen haben. Von diesen also abgesehen, ist überall das Senon unmittelbar vom Diluvium überlagert.

Als eine Besonderheit ist dann noch innerhalb dieser großen Fläche ein Gebiet hervorzuheben, in dem die diluviale Decke nur eine geringe Dicke besitzt. In den hier örtlich recht zahlreichen Bohrungen schwankt diese mit vereinzelten Ausnahmen zwischen 10—30 m auf den das Blatt Tilsit umgebenden Meßtischblättern Kuckerneese, Rucken, Pogegen, Wilkischken, Schugken, Leibgirren, Schmaleningken, Rauterskirch, Neukirch, Heinrichswalde, Ragnit, Hohenbruch, Grünau, Königskirch und Schillen.[1])

Wie weit hier durch tektonische Vorgänge (Heraushebung) bedingte verstärkte Abtragung die Ursache gewesen ist, oder ob hier vordiluviale Einbrüche vorliegen, läßt sich bisher noch nicht entscheiden.

Nördlich und südlich von dieser Zone nimmt die Mächtigkeit des Diluviums wieder schnell zu.

Die unterlagernde Kreidetafel läßt sich nach den bisher bekannt gewordenen Bohrungen nach Norden bis in die Breite von Heydekrug nachweisen. Nach Süden setzt die Kreide, wenn sie auch infolge der größeren Diluvialdecke weniger häufig erbohrt ist, aber doch bis über Lyck und nach Osten bis über die litauische Grenze fort (P. G. Krause 1908, S. 212).

Als ein der randlichen Erosion und Abtragung entgangener Rest des alten Nordrandes der Kreidetafel ist das Vorkommen von Meldsern in Kurland (Grewingk 1872) anzusehen (Jentzsch 1899, S. 280).

c) Ober-Senon

Unter gänzlichem Ausfallen des Tertiärs beginnt also die Kreideoberfläche zunächst mit einer diluvial noch beeinflußten Grenzschicht von 1,7 m in folgendem Profil. Es sind Meißelproben, die daher sogenannten Bohrschmand geben:

von 16,3— 18,0 m Lichtgrauer, toniger Kreidemergel, z. T. noch mit diluvialen Sandkörnern durchmengt und mit hellgrauen kieseligen Kreidemergel-Brocken, die zerstampft sind (Bohrschmand).

1) Längs der Memel scheint ein breiterer Streifen mächtigen Diluviums zu verlaufen, der sich von Neuhof-Ragnit (± 66 m) über Schalau (82 m) Tilsit-Preußen zum alten Memeler Wasserwerk (± 57 m), wo man es s. Z. mit glücklichem Griff erbohrt hatte, verfolgen läßt. Dann kommt nochmal südwestlich von Tilsit beim Vorwerk Baumgarten eine große Diluvialmächtigkeit (121 m) vor. Ein paar weitere derartige Stellen finden sich noch auf Blatt Heinrichswalde.

18,0— 20,0 m Lichtgrauer, etwas kieseliger Kreidemergel, schwach Glimmer und Glaukonit enthaltend, in lauter Brocken und Bröckchen (Bohrschmand).

20,0— 26,0 m (3 Proben) Lichtgrauer, kieseliger Kreidemergel mit einzelnen Glimmerblättchen und einzelnen Brocken der gleichfarbigen sog. „Harten Kreide“ (Bohrschmand).

Eine Schlämmprobe ergab keinen Gehalt an Foraminiferen, im Rückstande sind einzelne Quarz- und Glaukonitkörner. Eine Kalkbestimmung aus 20,0—22,0 m Tiefe ergab 48,94% $CaCO_3$.

26,0— 28,0 m Derselbe kieselige Kreidemergel, etwas toniger, etwas härter und mit mehr Stücken (zerstampft) des stark flintartigen, kieseligen Kreidemergels.

28,0— 33,0 m (2 Proben) Derselbe, aber darin vorwiegend kieseliger, splitteriger, flintartiger, grauer Kreidemergel („Toter Kalk“) (Kernstücke in Brocken).

33,0— 42,0 m (3 Proben) Lichtgrauer bis lichtaschgrauer, etwas harter, kieseliger Kreidemergel in Kernstücken. Feine Porösität zeigt die schnelle Wasseraufnahme. Eine in HCl aufgelöste Probe zeigt unter dem Mikroskop ein Kieselsäure-Gel mit schwacher organischer Färbung, außer einzelnen Glimmerblättchen auch vereinzelte Glaukonitkörner. Es fehlen darin Fossilien, auch Spongien-Nadeln.

42,0— 45,0 m Lichtgrauer bis lichtaschgrauer kieseliger Kreidemergel und stark kieselige Kreidemergel („Harte Kreide“ in Kernstücken mit kleinen Glaukonitkörnchen (bisweilen nestartig angereichert) und Glimmerblättchen: Das Gestein verrät durch schnelle Wasseraufnahme eine feine Porosität. Eine Kalkbestimmung nach Scheibler ergab 52,2 $CaCO_3$. Im HCl Lösungsrückstande sind wieder hauptsächlich Kieselsäure-Gel, einzelne Quarz- und Glaukonit-Körner und Glimmerblättchen enthalten.

45,0— 48,0 m Lichtgrauer, schwach toniger, kieseliger Kreidemergel mit Glimmerblättchen und Glaukonitkörnchen, mit feinen Bröckchen von Totem Kalk. An Fossilien nur eine ♀ *Cytherella reniformis* Bosquet (nach freundlicher Bestimmung von Prof. Bonnema).

48,0— 51,0 m Dasselbe Gestein.

51,0— 54,0 m Hellgrauer, schwach kieseliger Kreidemergel.

54,0— 57,0 m Hellgrauer, schwach toniger, kieseliger Kreidemergel und Bröckchen von grauem, stark kieseligen Kreidemergel. Im Schlämmrückstande fanden sich:

Nodosaria raphanistrum L.
Globigerina cretacea d'Orb.
Flabellina interpunctata Marss.
Pullenia quinqueloba Reuss.
Gümbelina globulosa Ehrbg.

57,0— 63,0 m Dasselbe Gestein.

63,0— 66,0 m Dasselbe Gestein. Eine Kalkbestimmung nach Scheibler ergab 37,6 $CaCO_3$.

An Foraminiferen fanden sich in der Schlämmprobe:
Bolivina draco Marss.
Pullenia quinqueloba Reuss.
Globigerina cretacea d'Orb.
Rotalia umbilicata d'Orb.
Rotalia micheliniana d'Orb.
Gümbelina globulosa Ehrbg.

66,0— 69,0 m Dasselbe Gestein.

69,0— 72,0 m Dasselbe Gestein. Die Schlämmprobe ergab:
Globigerina cretacea d'Orb.
Gümbelina globulosa Ehrbg.
Rotalia micheliniana d'Orb.
Rotalia nitida Reuss.

72,0— 75,0 m Dasselbe Gestein.

75,0— 77,0 m Dasselbe Gestein, aber etwas kieselig. Ein paar Bruchstücke von Fischschuppen. Eine Kalkbestimmung (Scheibler) ergab 44,9 $CaCO_3$.

77,0— 79,0 m Dasselbe Gestein.

79,0— 81,0 m Dasselbe Gestein mit kleinen Kernstücken, 44,2 $CaCO_3$ und einem Rückstand aus der HCl-Lösung von 49,76 v. H. Dieser mit HF abgeraucht ergab 7 v. H. Rückstand, so daß SiO_2 mit ungefähr 42,76 v. H. Beteiligung anzunehmen ist.

81,0— 83,0 m Dasselbe Gestein, Glimmerblättchen und etwas mehr Glaukonitkörnchen (Glaukonitischer Kreidemergel).

83,0— 85,0 m Dasselbe Gestein. Foraminiferen:
Pullenia quinqueloba Reuss.
Globigerina cretacea d'Orb.
Rotalia micheliniana d'Orb.
Gümbelina globulosa Ehrbg.
Flabellina interpunctata Marss.

85,— 87,0 m Dasselbe Gestein. In dem nach Auflösung des Kalkes verbleibenden feinsandigen Rückstand ist ziemlich viel Orthoklas und Oligoklas enthalten, z. T. kaolinisiert, dann Quarzkörner und Glimmerblättchen und wenig Kieselsäure-Gel.

87,0— 90,0 m Dasselbe Gestein mit einem Brocken kieseligen Kreidemergels. Der in HCl unlösliche Rückstand betrug 58,12 v. H., davon sind 47,32 v. H. SiO_2. Der nach Lösung des $CaCO_3$ verbleibende Rückstand ergab unter dem Mikroskop dasselbe Bild wie vorher.

90,0— 93,0 m Hellgrauer, glaukonithaltiger, schwach toniger, kieseliger Kreidemergel mit Bröckchen eines stark kieseligen Kreidemergels (Toter Kalk) und einem Gehalt im Schlämmrückstande an feinem Sande aus Kalkspath, Quarz, Feldspath, Glaukonit und Glimmer.

93,0— 95,0 m Dasselbe Gestein, der Gehalt an feinem Sand ist noch größer.

95,0—102,0 m (2 Proben) Dasselbe Gestein.
In einer Schlämmprobe sind zahlreiche Bruchstücke von einstrahligen Kalknadeln (Spongien) vorhanden.

102,0—104,0 m Vorwiegend fleckiger, stark kieseliger Kreidemergel in größeren Stücken (Toter Kalk), Brausen mit HCl nur schwach und kurz. Daneben noch weißgrauer, kieseliger Kreidemergel mit wenig Glaukonitkörnchen und Glimmer.

An Foraminiferen fanden sich:
Gümbelina globulosa Ehrbg.
Globigerina cretacea d'Orb.
Rotalia micheliniana d'Orb.
Rotalia nitida Reuss.
Flabellina interpunctata Marss.

104,0—108,0 m Derselbe weißgraue kieselige Kreidemergel wie vorher, in größeren Kernstücken, in den harten, fast rein kieseligen, lichtgrauen übergehend.

108,0—112,0 m Dasselbe Gestein.

112,0—115,0 m Hellgrauer, schwach toniger, kieseliger Kreidemergel mit Glaukonitkörnchen und Glimmerblättchen, durchmischt mit zahlreichen, zerstampften Bröckchen des harten kieseligen Kreidemergels (Harte Kreide). An Foraminiferen fanden sich:
Gümbelina globulosa Ehrbg.
Rotalia umbonata d'Orb.
Globigerina cretacea d'Orb.
Polymorphina gibba d'Orb.

115,0—117,9 m Dasselbe Gestein mit Foraminiferen:
Bolivina draco Marss.
Gümbelina globulosa Ehrbg.
Pullenia quinqueloba Reuss.
Rotalia micheliniana d'Orb.
Rotalia umbonata d'Orb.
Globigerina cretacea d'Orb.

Hier ist die Unterkante des Mucronaten-Senons, das von 16,3 bis 117,9 reicht, also rund 102 m mächtig ist, anzusetzen.

Fast genau dieselbe Mächtigkeit, nämlich 100 m, zeigt eine andere Tilsiter Bohrung (Fabrik Ganguin), in der das Mucronaten-Senon von 23 bis 123 m reicht. Der kleine Unterschied von 2 m bei der Bohrung Waldhof ist wohl ohne weiteres auf Rechnung der glazialen Abtragung zu setzen.

Die Fauna des Tilsiter Mucronaten-Senons ist, soweit man aus den Bohrproben schließen kann, arm. Allein ein paar Fischschuppen, eine Ostracoden-Schale *(Cytherella reniformis)*, reichliche Spongien-Nadeln zeigen eine makroskopische Lebewelt an. Sie bleibt aber hinter der Heilsberger erheblich zurück und deutet vielleicht auf ein stilleres, lebensärmeres Gebiet in diesem Meere hin.

Wichtig wurde die Foraminiferen-Fauna, die allerdings erst von 54 m an nachweisbar ist, für die Horizontierung. Wenn Jentzsch (1896, S. 75,

Jentzsch & Berg 1913, S. 37) die Kreide von Tilsit und Lasdehnen älter als Mucronaten-Mergel sein läßt, so widerspricht dem unsere Foraminiferen-Fauna. Er stützte sich (Jentzsch 1918, S. 15) darauf (Bohrung der Brauerei Geiger), daß sich Belemniten und Austern nicht gefunden hätten. Dieser negative Befund ist aber nicht stichhaltig, wie die Untersuchung auf Foraminiferen, die Herr Dr. Staesche vornahm, im folgenden zeigen wird.

Der hohe Stand, den die Kenntnis der Foraminiferen und ihre Auswertung als Leitfossilien im letzten Jahrzehnt erlangt hat, ermöglicht es, mit ihrer Hilfe die Schichten genauer zu gliedern. Unter den elf verschiedenen Formen, die unser Schichtenverzeichnis aufführt, kehren zwei, *Globigerina cretacea* und *Gümbelina globulosa,* in allen sieben Proben wieder. Auch *Rotalia micheliniana* geht bis zur untersten. Ganz besonders aber sind *Bolivina draco* Marss. und *Flabellina interpunctata* Marss. Leitformen, die die stratigraphische Bestimmung unterstreichen.

Wenn man die drei von K. Richter (1935) angenommenen *Bolivina*-Stufen im Mucronaten-Senon zugrunde legt, würde die untere mit *Bolivina decurrens* Ehrbg. im Tilsiter Profil fehlen.

Aber schon nach Westen zu scheint sich eine Vervollständigung des Kreideprofils anzubahnen. In der rund 7 km südwestlich von Tilsit gelegenen Bohrung Baumgarten ergab die Untersuchung einer Probe aus 179—180 m auf Foraminiferen, die ich Herrn Wicher verdanke, durch das Vorkommen u. a. der *Globigerina marginata,* daß es sich nicht mehr um Mucronaten-Senon, sondern um Unter-Senon bis Emscher handeln kann. Es sind das die hangenden Schichten über den auch hier folgenden cenomanen Grünsanden. Petrographisch handelt es sich in unserer Bohrung also um einen mehr oder weniger kieseligen Kreidemergel mit Einlagerungen von „Harter Kreide" oder „Totem Kalk".

Der großen Tiefbohrung gingen schon eine ganze Anzahl flacherer, z. T. auch von der Zellstoffabrik Waldhof gestoßener voraus. Sie schnitten die flach liegende Kreidetafel zunächst nur an, spätere drangen dann schon zwischen 55 und 100 m vor. Sie haben alle ein im wesentlichen gleiches Kreideprofil wie die große geliefert. Es kann hier daher von einer Wiedergabe der einzelnen Bohrregister abgesehen werden, zumal ihre Angaben z. T. auch nur ganz kurze Zusammenfassungen bieten.

Dasselbe gilt auch für die auf dem östlich anstoßenden Blatte Ragnit gewonnenen, ebenfalls nicht sehr tiefen Kreideprofile, wo die nämlichen weißen bis weißgrauen Kreidemergel mit Einschaltungen von „Harter Kreide" sich fanden.

Der Kalkgehalt dieser Kreidemergel schwankt in den verschiedenen untersuchten Proben zwischen 37 und 52 v. H. Der Kalkgehalt der ostdeutschen Mucronaten-Kreide ist auch im allgemeinen wesentlich geringer als der im westbaltischen Gebietsteile herrschende, wo er im Dänischen um 95 v. H. herum liegt (Nordmann-Madsen 1928, S. 53), auf Rügen in Arkona 92 bis 95 v. H. (Deecke 1907, S. 92) erreicht und in der Stettiner Gegend (Deecke 1907, S. 113—114) auf 83 v. H. festgestellt wurde, entsprechend der rein kalkigen, sandfreien Ausbildung. Die Fazies des ostdeutschen Mucronaten-Senons ist dagegen kieseliger und hat einen, wenn auch meist geringen Glaukonitgehalt. Die Westgrenze dieser Fazies wird etwa mit den Bohrungen von Rügenwaldermünde und Köslin (Deecke 1907, S. 116—117) zu suchen sein.

Vergleichen wir das Tilsiter Profil mit anderen benachbarten, so wäre folgendes zu sagen. Nach Nordosten zu ist das Mucronaten-Senon in der Bohrung Tauroggen (Prof. Haack), wo es unter Unter-Oligozän nur von 98—106,8 m reicht, schon ganz erheblich zusammengeschrumpft. Es folgen auch hier anscheinend unter Ausfall der anderen Senon-Stufen gleich Grünsande mit den bezeichnenden gröberen, polierten, verschiedenfarbigen Quarzkörnern, aber auch nur in der geringen Mächtigkeit von 106,8—112,0 m. Als Phosphorite werden nur die Brocken eines hellgrauen, schwach kalkigen, glaukonitführenden Gesteins zu deuten sein, deren Probe leider nicht auffindbar ist.

Wir werden auch diese Grünsande zum Cenoman rechnen können, über das weiter unten noch zu reden ist.

Vergleichen wir das in Tilsit erbohrte Profil mit anderen der Provinz, so kommt als nächstliegendes dasjenige der fiskalischen Tiefbohrung Labiau in Betracht. Sie ist, abgesehen von der erst neuerdings in Tauroggen niedergebrachten Bohrung, neben der älteren Heilsberger die einzige in den beiden Ostprovinzen, die die Kreideformation bis auf den Jura durchörtert hat.

Ein solcher Vergleich stößt jedoch auf Schwierigkeiten. Die Bohrung Labiau hat leider nicht die zu erwartende, sorgfältige Durcharbeitung erfahren. Es ist bei dem 1908 von Harbort aufgestellten kursorischen und ganz unzureichenden Schichtenverzeichnis geblieben.

Ich habe daher, soweit es das noch vorhandene Material an Bohrproben und Bohrkernen gestattete, ein genaueres Profil aufgestellt. Unter 39 m Diluvium folgt ohne Zwischenschaltung von Tertiär, das also hier auch wie bei Tilsit fehlt, die Obere Kreide, die von 39—173,5 m reicht.

Das im Bohrarchiv der Geologischen Landesanstalt liegende Schichtenverzeichnis gibt darüber nur das folgende an, wobei die obere und untere Grenze falsch ist:

38,0— 45,0 m Kreidekalk mit Feuersteinen.[2])

45,0—152,0 m „Toter Kalk" der oberen Kreideformation mit Resten von *Belemnitella* und *Inoceramus*.

Dazu sind acht lose Proben in Glasröhren und eine Anzahl Bohrkernstücke aufgehoben. Das neu aufgestellte Profil lautet:

von 39,0— 54,0 m (lose Proben) (1 Glasrohr): Brocken von lichtaschgrauem bis weißem Glaukonitkörnchen und Glimmer führenden, kieseligen Kreidemergel, ferner von grauem „Toten Kalk", von grauem, glaukonitischem, kieseligem Sandstein und von *Belemnitella mucronata* Schloth.

Dazu ferner Kernproben:

aus 39,0 m Zwei Kernstücke:

a) aschgrauer, harter, stark kieseliger, schwach kalkiger Kreidemergel mit Glaukonitkörnchen und Glimmerblättchen,

b) desgleichen dunkler, aber mit HCl nicht mehr brausend, als „Harte Kreide" zu bezeichnen.

2) Von Feuersteinen ist in den ganzen Proben nicht eine Spur zu finden.

aus 40,0 m — Kernstück: Aschgrauer harter, stark kieseliger Kreidemergel mit Glaukonitkörnchen und Glimmerblättchen, mit HCl nicht besonders stark brausend.

aus 42,0 m — Kernstück: Hell und dunkler aschgrau streifiger, kieseliger Kreidemergel, die dunkleren Partien härter, kieseliger, weniger brausend, die helleren weicher, etwas mehr brausend.

aus 43,0— 44,0 m — Zwei *Terebratula carnea* Sow.

aus 43,0— 45,0 m — Kleine Brocken von weißgrauem, weicheren und härteren, kieseligem Kreidemergel mit kleinen Glaukonitkörnchen, die im Rückstande nach Auflösung mit HCl besser sichtbar werden und zwischen 40—50 μ messen.

Bei 600× Vergrößerung erscheinen auch zahlreiche kleine Kieselnadel-Bruchstücke, die Mikroskleren von Hexactinelliden sind. An Mineralien sind außerdem Feldspatkörner häufig.

Außerdem kommt noch hellgraue Harte Kreide vor.

46,0— 53,0 m — Kleine Brocken von hellgrünlichgrauem, harten, feinkörnigen, glaukonitischen, schwach kalkhaltigen Sandstein mit Glimmerblättchen, Brocken hellgrauer „Harter Kreide", Bruchstücke von *Belemnitella mucronata*.

47,0— 48,0 m — *Belemnitella mucronata*-Bruchstück.

54,0— 61,0 m — Trümmer von hellgrauem „Toten Kalk", von glaukonitischem, feinkörnigen Sandstein. *Belemnitella mucronata* zahlreich und Austerntrümmer. *Terebratula carnea* Sow.

Wurstförmige Schwefelkies-Konkretionen.

61,0— 75,0 m — Bröckchen eines weichen, grünlichgrauen, feinen, kalkhaltigen Sandsteins, unter dem Mikroskop mit Glaukonit und Feldspatkörnern, vereinzelten Spongien-Nadel-Bruchstücken, mit Bruchstücken von *Belemnitella mucronata* und Auster.

75,0— 84,0 m — Brocken eines härteren, kieseligen, kalkhaltigen, grünlichgrauen glaukonitischen Kreidemergels mit Glimmerblättchen und *Nodosaria*, weicherer, kalkreicher Kreidemergel, Bruchstückchen von „Harter Kreide".

aus 80,0 m — Kernstücke von weißgrauem bis lichtaschgrauem, kieseligem, schwach porösem Kreidemergel, der Glaukonit und Glimmer führt, mit dunkleren, härteren, kieseligeren, kalkärmeren Partien, darin Bruchstücke von *Inoceramus*.

aus 83,0 m — Zwei Kernscheiben[3]) von lichtaschgrauem, schwach porösem, kieseligem Kreidemergel mit Glimmer-Blättchen und winzigen Glaukonit-Körnern.

Kalkgehalt 48,74 v. H. $CaCO_3$ (Scheibler). Foraminiferen wurden darin durch Herrn Wicher festgestellt, die für hohes Mukronaten-Senon sprechen.

3) Diese und einige andere Kernstücke lassen auch hier die ruhige, schwebende Lagerung des Senons erkennen.

aus 84,0— 93,0 m (Meißelprobe): Grünlichgrauer, staubiger (toniger), kalkiger Sand mit kleinen Bruchstücken von „Harter Kreide“ mit winzigen Glaukonitkörnern.

93,0—99,0 m ? Dasselbe Gesteinsmaterial.

102,0—119,0 m Zwei Bohrkernstücke:

a) Lichtgrauer, kieseliger, Glimmer führender, schwach poröser Kreidemergel mit winzigen Glaukonitkörnern.

b) Lichtgrauer, stärker kieseliger, aber noch kalkiger Kreidemergel, Übergang zur „Harten Kreide“.

119,0 m Bohrkern des lichtaschgrauen, kieseligen, glimmerigen Kreidemergels mit dem trümmerhaften Skelett und Schuppenkleid eines kleinen Teleostiers, der sich leider nicht bestimmen läßt.

140,1 m Kernbrocken:

a) von weißlichgrauem, kieseligem Kreidemergel mit Glimmer und Glaukonitkörnchen, mit grauer, noch kalkhaltiger „Harter Kreide“.

b) von lichtgelblichgrauem Glimmer und Glaukonit führenden kieseligem Kreidemergel, in dem zwei *Belemnitella mucronata* Schloth. und ein *Actinocamax quadratus* Blainv. stecken.

143,0—146,0 m Bohrkernstück: Hellgrauer bis schwach grünlichgrauer, Glimmer und Glaukonit führender, kieseliger Kreidemergel mit Echiniden-Stachel und Pecten sp.

aus 143,5 m Bohrkernstück: Aschgrauer ,fleckiger Glimmer und Glaukonit führender kieseliger Kreidemergel.

aus 146,75 m Bohrkernstück: Dasselbe Gestein.

146,0—148,0 m Desgl. Dasselbe Gestein mit Zweischaler-Bruchstück.

148,49 m Desgl. Dasselbe Gestein, etwas heller mit *Inoceramus*-Bruchstück.

149,75 m Desgl. Dasselbe Gestein, etwas heller.

150,59 m Drei Bohrkernstücke:

a) Lichtgrünlichgrauer, Glaukonit führender, kieseliger Kreidemergel mit Bruchstücken von *Inoceramus*.

b) und c) Grünlichgrauer, glaukonitreicher, fleckiger, kieseliger Kreidemergel (Grünsandmergel). Die Flecken (bräunlichgrau) scheinen von Wurmgängen herzurühren.
Mit *Inoceramus*.

154,0—156,0 m Drei Bohrkernstücke:

a) Aschgrauer, fleckiger, Glaukonit führender, kieseliger Kreidemergel mit Bivalven-Resten.

b) Bräunlichgrauer, glaukonitreicher (Grünsandmergel), Glimmer führender, kieseliger Kreidemergel mit Schalenresten und Cristellaria sp.

c) Licht- und dunkelaschgrauer, Glaukonit führender, kieseliger Kreidemergel.

Eine Untersuchung von b) auf Foraminiferen hatte nur ein geringes Ergebnis. Das Auftreten der *Globigerina marginata* läßt die Grenze des Mucronaten-Senons bei etwas oberhalb 140,0 m vermuten, wenn man den oben genannten Fund von *Actinocamax quadratus* hinzuzieht.

156,0—173,0 m Bohrkernstücke:

a) Hellgrünlichgrauer, glaukonitreicher, kieseliger (Grünsandmergel) Kreidemergel mit einzelnen braungrauen Flecken, mit Bivalven-Trümmern.

b) Dasselbe mit *Inoceramus*.

c) Grünlichgrauer, braungraufleckiger, ziemlich glaukonitreicher, Glimmer führender, kieseliger Kreidemergel mit Teleostier- und Bivalven-Resten.

d) Lichtgrauer, Glaukonit und Glimmer führender, kieseliger Kreidemergel mit Abdruck von *Inoceramus*.

e) Dasselbe mit Schalenstück von *Inoceramus*.

f) Hellgrünlichgrauer, mürberer, glimmerreicher, Glaukonit führender, kieseliger Kreidemergel.

g) Zwei Bohrkernscherben: Bräunlichgrauer, ziemlich glaukonitreicher (in ungleicher Verteilung) und Glimmer führender, kieseliger Kreidemergel mit Teleostier-Rest und Bivalven-Bruchstück.

Die Untersuchung eines dieser Bohrkernstücke (f) auf Foraminiferen ergab von bezeichnenderen Formen nur *Globigerina marginata* und *Rotalia exsculpta*, auf Grund deren man nur oberes Unter-Senon als Altersbestimmung aussagen kann.

173,5 m Bohrkernstück: Lichtgrauer, Glaukonit führender, kieseliger Kreidemergel mit Wurmröhrengängen.

Das Labiauer Senon-Profil zeigt also im wesentlichen auch die lichtgrauen kieseligen Kreidemergel mit „Totem Kalk", aber es ist hier vom Tilsiter abweichend ein kieseliger, glaukonitischer Sandstein von allerdings unbekannter Mächtigkeit mehrfach eingeschaltet. Auch lose oder wenig zusammenhaltende Sande treten zwischen 90 und 109 m als weiterer Unterschied auf. Solche Glaukonitsande zeigt übrigens auch die ebenfalls auf Blatt Bladiau liegende Bohrung Legitten II in erheblicher Mächtigkeit in ihrem nur von 64—90 m durchsunkenen Mucronaten-Senon. Ein paar Leitformen des Mucronaten-Senons, die im Tilsiter Profil ganz fehlen, *Belemnitella mucronata* und *Terebratula carnea*, machen sich wiederholt geltend.

Von 80 m an treten im Labiauer Profil auch *Inoceramus* in Bruchstücken auf.

Man wird bis etwa 139 m das Mucronaten-Senon in Labiau rechnen können. Das würde mit der auf rund 100 m festgestellten Tilsiter Mächtigkeit über-

einkommen. Dann bahnt sich petrographisch durch allmähliche Zunahme des Glaukonitgehaltes eine Änderung an.

Das interessante Zusammenvorkommen von *Belemnitella mucronata* und *Actinocamax quadratus,* die sich hier in 140 m überschneiden, deutet auch darauf hin, daß die Unterkante des Mucronaten-Senons noch etwas höher liegt. Andererseits treten unterhalb dieser Grenze erst Inoceramen auf. Der für das Quadraten-Senon bezeichnende *Inoceramus patootensis* de Lor. liegt aus 150,59 m und nochmal aus 156—173 m in der Form var. *media* Beyenburg (teste Beyenburg) vor.

Läßt sich also das Mucronaten-Senon im Tilsiter und Labiauer Profil ungefähr auf gleichen Nenner bringen, so ist unterhalb desselben sofort ein scharfer Unterschied. Im Tilsiter Profil schließt hier das Senon, im Labiauer setzt es noch ins Unter-Senon als Quadraten-Senon weiter.

Zum weiteren Vergleiche wurde dann noch eine zweite Labiauer Bohrung (Brauerei Blankenstein) herangezogen und zwei kleinere Bohrproben auf Foraminiferen untersucht (Wicher). Die eine aus 180—185 m Tiefe erwies sich leider als fossilfrei, die andere aus 190,5—193 m (vor der Schlußtiefe) ergab als einzige leitende Form nur *Globigerina marginata* und ließ daher nur die Altersbestimmung „Obere Kreide" zu.

Ein Vergleich des Tilsiter Ober-Senons mit dem Königsberger (Jentzsch 1899) zeigt petrographisch und faunistisch erhebliche Unterschiede. Der grüne, feinsandige Mergelletten und der graue Mergelletten, der im sogenannten Normalprofil von Herzogsacker von 83—102 m auftritt, sowie der graue Mergelletten von 103—119 m und die folgenden Grünerde-Mergel bilden einen Faziesbezirk für sich. Sie reichen offenbar nicht so weit nach Osten, wie Jentzsch noch annahm, da sie in Labiau und in unserem Tilsiter Profil fehlen. Ihre Grenze scheint nordöstlich zu verlaufen, da sie in den Kranzer Bohrungen, in Ruß und Gaidellen wiederkehren.

Das gilt auch für die weiße Schreibkreide von Jentzsch, in der er einen Leithorizont im Königsberger Senon gefunden zu haben glaubte. Es erscheint sehr fraglich, ob diese Schicht überhaupt ein wirklich weit durchgehender Horizont ist, da sie nach Jentzsch's eigenen Angaben sogar schon in manchen Königsberger Bohrungen fehlt und in anderen nicht ganz typisch entwickelt ist.

Solche schwachen weichen Kreidemergelhorizonte treten zwar auch im Heilsberger Mucronaten-Senon auf, ohne sich aber mit dem Königsberger identifizieren zu lassen. Dagegen fehlen sie anscheinend in unserem Tilsiter Profil.

Petrographisch ist aber eine ziemlich gute Übereinstimmung zwischen dem Tilsiter und Heilsberger Mucronaten-Senon (P. G. Krause 1908) festzustellen.

Dieselben lichtgrauen bis lichtaschgrauen, kieseligen Kreidemergel mit Einlagerungen von „Harter Kreide" spielen auch hier die Hauptrolle. Auf einen gewissen faunistischen Unterschied hatte ich aber schon oben (S. 377) hingewiesen.

Ein Vergleich der Mächtigkeiten beider Vorkommen ist leider dadurch erschwert, daß in dem Heilsberger bisher keine genaue Abgrenzung gegen

das Unter-Senon möglich war. Wenn wir von dem obersten, schon damals als fragliches Eozän bezeichneten, sandigen Teile absehen, so beginnt die feste Gesteinsfolge in 291 m Tiefe. Die untere Grenze, die damals auch mit Vorbehalt wegen des noch vereinzelten Vorkommens von *Belemnitella mucronata* bei 438 m Teufe gelegt wurde, läßt sich jetzt etwas höher ansetzen. Nach einer von Herrn Wicher unlängst freundlichst auf Foraminiferen untersuchten Probe aus 420—421 m Teufe läßt sich diese schon als Unter-Senon bezeichnen. Der Grenzstrich wird aber wohl noch höher liegen. Unter Berücksichtigung dieser Darlegungen würde also die Mächtigkeit des Heilsberger Mucronaten-Senons noch unter 129 m liegen, also der Tilsiter (102 m) schon erheblich näher kommen.

Auch das Senon-Profil in der Bohrung Judschen bei Gumbinnen (Kaunhowen 1907) zeigt in den oberen 10 m des Mucronaten-Senons, die es nur durchörtert hat, die grauen Kreidemergel mit den Einlagerungen von „Totem Kalk" wie im Tilsiter Profil.

Die bekannten Kreideschollen auf Blatt Gr.-Steinort und Rosengarten (Kaunhowen 1907) haben die gleiche Gesteinsausbildung aufzuweisen. Auch die Porosität des Gesteins wird von Kaunhowen schon betont. Die ausgeführten Kalkbestimmungen zeigen einen schwankenden, 50 v. H. nicht übersteigenden Gehalt wie die Tilsiter.

Eine Anzahl makroskopischer Fossilien (Gagel & Kaunhowen 1899), darunter *Belemnitella mucronata,* lassen die Fauna reicher erscheinen als die Tilsiter.

Die Oberkante des Senons liegt bei Tilsit in — 7,30 NN, bei Labiau in — 35,85 NN, bei Heilsberg in — 135,50 (bzw. — 204,00) NN.

Der grauweiße Kreidemergel mit Beimengungen von Glaukonit und einem sehr feinen, weißen Sande findet sich auch in westpreußischen Bohrungen (Sonntag 1919, S. 35). Doch gibt es auch hier fazielle Abweichungen, so z. B. in der Bohrung Verschiebebahnhof Saspe (Jentzsch 1916, S. 137), wo glaukonitische Sande und Erden im Mucronaten-Senon vorherrschen.

Es würde eine dankenswerte Aufgabe sein, die hier in diesem Rahmen zu weit führen würde, einmal alle Kreidebohrungen in Ost- und Westpreußen, deren wir für das Senon schon eine ganze Menge besitzen, auf ihre Foraminiferen-Fauna und deren Verteilung darin eingehend zu untersuchen und an der Hand davon eine Unterteilung des Senons durchzuführen.

d) Turon

Es entsteht hier aufs neue die Frage nach dem Vorkommen von Turon in Ostpreußen.

In der Arbeit über die Heilsberger Tiefbohrung (P. G. Krause 1909, S. 217) hatte ich bereits darauf hingewiesen, daß von etwa 461 m ab noch Turon und im Liegendsten der ganzen Kreide-Gesteinsfolge in den glaukonitischen Sanden auch noch das Cenoman enthalten sein könnte. Spulski hat dann später (Tornquist 1910, S. 53) diese Gliederung übernommen, ohne andere Beweise als die von mir geltend gemachten, petrographischen Besonderheiten beibringen zu können. Er erkennt das Turon auch bloß in der Heilsberger Bohrung an.

Inzwischen ist nun diese Frage einen Schritt weiter gekommen. Einmal hat die Bohrung Sieletz (Polutoff 1933, S. 56 ff.) ein kalkiges Turon

erwiesen, das durch seine ungewöhnliche Mächtigkeit eine zentrale Tiefe des Turon-Meeres bildet. Über dessen Ausdehnung nach S, O und SO hat Polutoff schon das Nötige gesagt.

Die ebenfalls kalkige Entwicklung bei Heilsberg weist darauf hin, daß der Rand des Beckens hier noch weiter östlich und nördlich zu suchen ist.

Das Vorkommen von Turon im ostpreußischen Untergrunde wird nun aber durch den Fund eines Turon-Geschiebes, das Beurlen (1931) von Liep bei Königsberg beschrieben hat, weiter erhärtet. Aus der nördlichen Lage des Fundortes würde für die Heimat nur das Samland oder die anstoßende Ostsee in Frage kommen. Damit würde die Ausdehnung der Turon-Ablagerungen sich nach Norden erweitern.

Die Tilsiter Bohrung muß schon außerhalb der Ostgrenze liegen. Die beiden Labiauer Bohrungen lassen uns in dieser Frage wegen ihrer Unzulänglichkeit leider im Stich.

Dagegen ergibt die Bohrung R. G. Carmitten im Samlande (s. S. 389 f.) einen Hinweis auf das Vorkommen des Turons in toniger Fazies. Die Königsberger Bohrungen müßten nochmal besonders durchgeprüft werden.

e) Cenoman

Das Profil von Waldhof-Tilsit geht nun weiter:

von 117,9—118,7 m Grauer, stark toniger, grober, kleinkiesiger, fest zusammengebackener, in Wasser aber leicht zerfallender Sand mit glänzend polierten, durchsichtigen bis durchscheinenden Quarzkörnern verschiedener Färbung (weißlich, gelblich, grünlich, bläulich), z. T. mit Einschlüssen von Rutil-Nädelchen. Die Blauquarze wohl aus Gneis abkünftig. Viel Glaukonitkörner, einzelne Butzen von Grünsand; einzelne Gerölle bis haselnußgroß werdend. Neben den Quarzen sind zahlreiche dunkle Körner eines phosphoritischen Sandsteins, aus dem auch die größeren Körner bestehen, enthalten. Einzelne, auch abgerollte Zirkone.

118,7—119,3 m Unregelmäßige Knollen bis über Hühnerei-Größe erreichend, von schwarzgrauem bis grauschwarzem, festverkitteten, grobkörnigen, phosphoritischen Sandstein, mit HCl brausend und langsam zerfallend, mit Opal- und Phosphorit-Bindemittel, mit z. T. durchsichtigen, z. T. durchscheinenden, glänzend polierten, runden Quarzkörnern von milchig-bläulicher, gelblicher oder grünlicher Färbung und dunkelgrünen, knollig-nierenförmigen Glaukonitkörnchen mit Schwundrissen, z. T. mit weißlichblauer Oberfläche. Der Phosphorit ist, wie gewöhnlich, durch $CaCO_3$ verunreinigt, wodurch das Zement durch HCl aufgelöst wird. Das phosphoritische Bindemittel ergibt nach einer Bestimmung von Prof. Utescher 12,66 v. H. P_2O_5.

119,3—121,0 m Loser, grober, grünlichgrauer, kalkfreier Sand mit runden, polierten, glashellen, milchig blauen bis amethystfarbenen, grünlichen und rötlichen Quarzkörnern, einzelne mit Rutil-Nädelchen-Einschlüssen, ferner Bröckchen von dem dunklen, phosphoritischen Sandstein. Nur diese brausen mit HCl. Ein einzelnes Mikroklin-Korn. Zwei winzige dolchspitzige Haifischzähne (unbestimmbar).

121,0—124,0 m	Derselbe Sand, fein-, mittel bis grobkörnig, kalkfrei mit dunkelgrünen, knollig-nierenförmigen Glaukonitkörnern und mit mehreren, nicht bestimmbaren, dolchspitzigen, kleinen Selachier-Zähnchen.
124,0—134,0 m	Derselbe Sand, kalkfrei, mit vielen Glaukonitkörnern, mit den polierten Quarzkörnern und ein paar kleinen, dolchspitzigen Selachier-Zähnchen.
134,0—135,0 m	Schmutziggrauer, fein-, mittel- bis grobkörniger, kalkfreier Sand mit polierten Quarzkörnern und wenigen Glaukonitkörnern.
135,0—136,0 m	Der gleiche Sand, darin ein kleiner dolchspitziger Haifisch-Zahn.
136,0—137,0 m	Dunkelgrüner, wenn geschlämmt grünlichgrauer, toniger, kalkfreier, fein- bis mittelkörniger Sand mit einzelnen gröberen Körnern mit polierten Quarzen, darunter auch Blauquarz, und mit Glaukonitkörnern.[4])

Wenn wir hier die untere Grenze des Cenomans, das dann nur rund 20 m Mächtigkeit haben würde, legen, so geschieht das etwas willkürlich insofern, als wir hier leider vor einer Lücke in der Probenfolge stehen. Diese ist dadurch entstanden, daß bei der Zusendung der Bohrproben eine oder zwei Fächerkisten durch die Schuld des damaligen Bohrobmannes, die hier mehrfach gewechselt haben, ausgefallen sind. Die Fortsetzung der Probenfolge beginnt erst wieder bei 190 m.

Wir müssen uns also mit dem sehr kursorischen Bohrregister des Bohrobmannes für diese Lücke abfinden. Da dieses für die Teufe 135,2—153 m schwarzen Ton angibt, so ist doch wohl, dies als richtig vorausgesetzt, damit petrographisch wohl die Grenze zum Oberen Jura durch die beginnende tonige Fazies angezeigt.

Das Unter-Senon, das wir in der Labiauer noch in kalkiger Ausbildung (kieseliger Kreidemergel) nachweisen konnten, ist in unserer Tilsiter Bohrung nicht mehr vorhanden. Der dort darunter folgende Komplex von Grünsanden gibt uns für die Horizontbestimmung zunächst leider keinen unmittelbaren Anhalt, da die so wertvollen Foraminiferen hier fehlen und an sonstigen Fossilien nur unbestimmbare, kleine Selachier-Zähnchen sich fanden.

Wir müssen uns daher allein mit dem petrographischen Befund zu helfen suchen. Dieser bietet immerhin auffällige Merkmale. Das im Hangenden zuoberst liegende Phosphorit-Konglomerat ist eine Bildung strandnahen Flachwassers. Es scheint eine Art Leithorizont zu sein, der sich entsprechend der cenomanen Transgression, wie wir sehen werden, an zahlreichen Stellen wiederfindet.

Schon Jentzsch (1913, S. 32) hatte die Vermutung ausgesprochen, daß die groben Sande mit Phosphoriten in Tilsiter Bohrungen dem Cenoman zugehören dürften. Es sind offenbar die nachfolgend genannten Bohrungen von ihm gemeint gewesen:

4) Das Bohrregister des Bohrobmannes gibt von 119,30 bis 135,20 m „Grauer Sand mit Knollen“ an.

1. Bohrung Ganguin

Das Profil lautet nach der Bearbeitung von Prof. Kaunhowen:

von 23,0—123,0 m Senon (Mucronaten-Senon)

von 123,0—124,0 m Phosphoritreicher, scharfer, kiesiger Grünsand, die Phosphorite z. T. apfelgroß.

124,0—144,0 m (Schluß) Scharfer, kiesiger Grünsand, der bis 126,0 m noch häufiger kleine Phosphorite enthält, dann aber phosphoritarm und schließlich phosphoritfrei wird.

2. Bohrung Tilsit Aktienbrauerei (Prof. Kaunhowen)

von 18,3—120,0 m Senon (Mucronaten-Senon).

von 120,0—121,0 m Phosphorit-Bank.

von 121,0—123,0 m Dunkelgrauer, mittelscharfer, stark kalkhaltiger kiesiger Sand mit mehligen Beimengungen. Polierte Quarze.

In 125,0—126,0 m sind darin einige kirschgroße, phosphoritartige Konkretionen, faustgroße, durch Fe, Mn verkittete Konkretionen aus polierten Quarzen.

Ebenso in 129,0—130,0 m.

von 131,0—135,0 m Grünlich dunkelgrauer, glaukonithaltiger, kiesiger Sand. Von 133,0—135,0 m leicht bankend.

3. Bohrung Geiger (Prof. Kaunhowen)

von (30)—130,0 m Senon (Mucronaten-Senon).

133,0 m Grünsand, mittelscharf.

135,0 m Phosphoritbank.

138,0 m Mittelscharfer Grünsand.

140,0 m Sandiger Grünkies.

144,0 m Scharfer, kiesiger Grünsand.

4. Bohrung Mühle Jakobi (Prof. Kaunhowen)

von ? —123,0 m Senon (Mucronaten-Senon).

124,0 m Phosphorite bis apfelgroß.

140,0 m Scharfer, kiesiger, graugrüner Grünsand mit wenigen Phosphoriten.

Auf dem an Tilsit westlich angrenzenden Blatte Heinrichswalde dürfte die Bohrung Heinrichswalde Gasanstalt (Prof. Kaunhowen) von 133—146,35 m (Schlußtiefe) ebenfalls zum Cenoman zu stellen sein:

von 133,0—134,0 m Schwärzlicher, scharfer Grünsand mit walnußgroßen Konkretionen eines dunkelgrünlichgrauen Sandsteins mit polierten Quarzkörnern, die in Spuren phosphathaltig sind.

134,0—137,0 m Keine Proben.

137,0—144,0 m Schwach grünlichgrauer, schwach kiesiger, schwach kalkiger, glaukonitreicher Quarzsand mit walnußgroßen Knollen eines braungrauen, ziemlich festen, grobkörnigen Sandsteins, der ziemlich reich an P_2O_5 ist. Einzelne kleine schwarze Phosphoritkörner. Die Glaukonitkörner sind traubig.

144,0—146,35 m Dunkelgraugrüner, feiner, Glaukonit führender Quarzsand, mit wenigen kleinen, kalkhaltigen Konkretionen.

Die nordöstlich von Tilsit gelegene und von Prof. Haack bearbeitete Bohrung Tauroggen in Litauen zeigt, wie schon früher erwähnt, ein unter Tertiärdecke nur schwaches Mucronaten-Senon von 98—106,8 m Teufe. Die darunter folgenden Grünsande mit polierten Quarzen, als „? tieferes Senon" bezeichnet, von 106,8—110,5 m, dürften auch zum Cenoman gehören, das hier auch nach Osten hin schwächer zu werden scheint. Ein in der obersten Probe angegebener gerundeter Brocken eines hellgrauen, schwach kalkigen, glaukonitischen Gesteins könnte ein Phosphorit sein. Die betreffende Probe war leider nicht mehr aufzufinden.

Das weiter westnordwestlich von Tilsit gelegene Blatt Karkeln zeigt in der Bohrung Försterei Karkeln (Prof. Kaunhowen) wieder ein hierher gehöriges Profil:

0— 57,0 m Diluvium.

57,0—126,4 m Mucronaten-Senon.

126,4—127,4 m Schwärzliche, sehr feste Phosphorite von Pflaumengröße.

127,4—127,5 m Schwarzgrüner, scharfer Glaukonitsand mit einzelnen Phosphoriten und Splittern von Harter Kreide [Nachfall ?].

127,5—129,0 m Bis über pflaumengroße Phosphorite.

129,0— m Grüner, scharfer, kiesiger Glaukonitsand mit sehr zahlreichen Phosphoritstückchen und hauptsächlich verschiedenfarbigen, polierten Quarzen.

Hier ist also die hangende Phosphoritzone besonders mächtig entwickelt.

Von den Königsberger Bohrungen dürften die liegenden Schichten von Herzogsacker (Jentzsch 1899) in ihren Grünsanden von 280—300 m bzw. 302 m die aus feineren, glaukonitischen Sanden in gröbere und grobe Sande mit Quarzkies übergehen, hierher zu stellen sein, auch wenn keine Phosphorite daraus erwähnt werden, falls nicht doch die ohne Probe gebliebene „Steinlage" von 299,64—300 m einer Phosphoritbank entspricht.

Dann gibt das Profil der Zellstoffabrik Liep bei Königsberg (Ergebnisse von Bohrungen, T. VIII, S. 164, bearbeitet von Hess von Wichdorff) unter Kreide von 271—287 m wieder ein als Cenoman zu deutendes Profil, das mit Zusätzen und Verbesserungen wie folgt lautet:

von 271,0—272,0 m Mittelkörniger bis scharfer, gelblich-grünlichgrauer, glaukonitreicher Grünsand mit einzelnen größeren Körnern aus polierten, meist ölgelben Quarzen, kalkfrei. Es brausen nur die Phosphoritsandstein- und Phosphoritkörnchen. Die Glaukonitkörnchen haben vielfach traubige Form. Einzelne Glimmerblättchen. Eine qualitative Probe auf P_2O_5 bestätigte einen ziemlichen Gehalt in den Körnern.

In dem Sande eine größere (3,5 cm) Knolle von glaukonitischem Phosphoritsandstein mit polierten Quarzen.
Außerdem einzelne Körnchen eines dunkelgrauen sandigen Tones.

von 272,0—276,0 m Feiner, grünlichgrauer, glaukonitreicher Grünsand, braust nicht. Die Glaukonitkörner in traubiger Form.

276,0—282,0 m Grünlichgrauer, grober Quarzsand mit einzelnen größeren Körnern neben den hellen, aus verschiedenfarbigen, vielfach ölgrünen polierten Quarzen, mit kleinen, traubigen Glaukonitkörnern und etwas größeren, schwarz glänzenden (polierten) Phosphoritkörnern von 2—5 mm. Eine qualitative Prüfung zeigte einen ziemlichen Gehalt an P_2O_5.
Einzelne kleine, dolchspitzige, leider nicht bestimmbare Selachierzähnchen, die hier, wie in der Tilsiter Bohrung wiederkehren.
Ob einige rötliche Granit- und Feldspatkörner im Sande ursprünglich sind, ist nicht zu entscheiden. Sie würden sonst auf verhältnismäßig nahe Granit-Abkunft hindeuten.

von 282,0—285,0 m Dunkelgrüngrauer, feinsandiger, glaukonitreicher, zusammenbackender Grünsand mit Glimmerblättchen. Die sehr kleinen Glaukonitkörnchen zeigen z. T. noch die traubige Form, z. T. sind sie aber zerbrochen. Eine Untersuchung ergab keine Foraminiferen.

285,0—287,0 m (Schluß—Tiefe) Grünlichgrauer, feiner, glaukonitreicher Quarzsand (Grünsand) mit vereinzelten Glimmerblättchen. Die sehr kleinen Glaukonitkörnchen haben z. T. noch die traubige Form.

In der Bohrung Rittergut Carmitten im Samlande nördlich von Königsberg (Blatt Powunden) liegen von 170—205 m gleichfalls Grünsandschichten mit Phosphoriten und den kleinen Selachier-Zähnchen vor, die ebenfalls als cenoman anzusprechen sein dürften.

Eine Probe aus dem Hangenden dieser Schichten, die leider nur in dem recht weiten Spielraume 120—170 m genommen ist, besteht aus kleinen rundlichen Brocken eines hellgrauen, glimmerführenden, harten, schwach kalkigen feinsandigen Tones mit einzelnen Feldspat- und Glaukonitkörnern (Meng-Siltstein nach der neuen Nomenklatur). Eine Untersuchung auf Foraminiferen die Herr Wicher freundlichst vornahm, ergab hauptsächlich Orbolinarien, einige Globigerinen und nur eine *Gümbelina globulosa*. Es spricht der Befund vielleicht für Turon (Scaphiten-Schichten?).

Darunter folgt dann das Grünsandprofil:

von 170,0—184,0 m Feiner, sprenkliger, grünlichgrauer, glaukonitreicher Sand mit einzelnen kleinen Phosphoritkörnchen. Die kleinen Glaukonitkörner zeigen traubige Form.

von 184,0—185,0 m Grober, schwach grünlichgraugesprenkelter, Glaukonit und zahlreiche kleine, schwarze Phosphoritkörner führender Sand. Unter den Quarzkörnern sind auch polierte, ölgrüne häufiger. Die Glaukonitkörner zeigen traubige Form. Vereinzelt winzige kleine, kokonförmige Brauneisenkörnchen. Ein paar dolchspitzige Selachier-Zähnchen.

von 185,0—195,0 m Feiner, grüngrau sprenkliger, glaukonitreicher Grünsand mit Phosphoritkörnern.

von 195,0—203,0 m Dunkler, grünlichgrauer, toniger glaukonitischer Sand in festen Brocken, mit kleinen polierten Quarzen, nur an Phosphoritkörnern schwach brausend.

von 203,0—205,0 m Dunkelgrauer, sandiger, Glaukonit führender Ton mit zahlreichen, größeren, polierten, wasserklaren, grünlichen, ölgelben usw. Quarzkörnern, örtlich schwach brausend (Phosphoritkörner) mit Glimmerblättchen, mit einem kleinen Geröll eines hellgrauen, Glaukonit und Glimmer führenden, tonigen, kalkigen Feinsandsteines und eines Stückchen Faserkalkes mit anhaftenden Glaukonitkörnern und Bruchstück eines Selachier-Zähnchens.

In der Heilsberger Bohrung (1908) hatte ich schon den Schluß der Kreideschichten mit seinen grüngrauen Glaukonitsanden und seinem grünlichen Glaukonitsandstein als möglicherweise cenomanen Alters bezeichnet. Hier erscheint aber schon die Mächtigkeit wesentlich geringer und es scheinen auch die Phosphorite zu fehlen, so daß hier die cenomane Transgression wohl schon nahe ihrer Südgrenze angetroffen ist. Sie setzte, wie die allerdings weit südwestlich davon gelegene Bohrung Sieletz (Polutoff 1933, S. 56—57) mit ihren seit dem mittleren Alb nicht unterbrochenen kalkigen Gesteinsabsätzen zeigt, erst in einer nördlich davon gelegenen Zone ein.

Wenn wir weiter nach diesen Phosphatkonglomeraten in der Kreide suchen, so finden wir erst wieder entfernt ein solches Vorkommen. Es ist das von Remplin in Meckenburg. Dazwischen fehlen Aufschlüsse. Da aber alle diese Bohrungen infolge ihrer losen, fossilleeren oder nur unbestimmbare Fossilien liefernden Proben keine einwandfreie Altersentscheidung erlauben, so müssen wir weiter greifen und aus Tagesaufschlüssen Kriterien für unseren Zweck zu gewinnen suchen.

Da ist es der Arnager Grünsand auf Bornholm, der solche bietet und allerhand Fossilien geliefert hat, die nach J. P. J. Ravn's Untersuchungen (1916) das mittelcenomane Alter desselben beweisen. Er beginnt mit einem 40 cm starken Phosphorit-Konglomerat, in dem Gerölle bis zu Kindskopfgröße vorkommen, außerdem zahlreiche Quarzitgerölle, verkieseltes Holz und Kieselschieferbrocken.

Auch im unteren Teile des darüber folgenden Grünsandes kommen noch vereinzelte Phosphoritknollen vor.

Dann ist das hangende Konglomerat wieder reich an Phosphoritknollen und zwar aus Phosphoritsandstein, wie in unserem Tilsiter Profil. Auf Bornholm ist es durch starken Kalkgehalt ausgezeichnet, was mit dem unmittelbar darüber folgenden Arnager Kalk (Turon) zusammenhängt. Wir werden aber trotzdem, da bei uns ein kalkiges Turon darüber fehlt, dies obere Bornholmer Konglomerat mit unserem Tilsiter und in den verschiedenen anderen Bohrungen oben sich findenden gleichsetzen können. Wir können daraus also ein mittelcenomanes Alter für unsere ost- und westpreußischen Ablagerungen wahrscheinlich machen.

Es ergibt sich dann das Entwicklungsbild, daß auf die mittelcenomane Transgression eine Regression erfolgte, um erst im Senon wieder zu einer neuen Transgression auszuholen, die hier im Tilsiter Gebiete sogar erst im Mucronaten-Senon einsetzt.

Die Mächtigkeit des Cenomans ist nur in Tilsit-Waldhof mit rund 20 m festzustellen, in den anderen angeführten Fällen ist es nicht durchbohrt, in Carmitten erreicht es immerhin über 35 m, während es auf Bornholm 60 m mißt.

f) Oberer Jura: Oxford

Wir lassen hier zunächst für die Lücke in der Tilsiter Probenreihe das Register des Bohrobmannes, so unzureichend und kursorisch es auch ist, folgen.

„135,2—153,7 m Schwarzer Ton."

„153,7—154,7 m Mittelgrober Sand."

Hier erfolgte ein starker Wasserausbruch, der bis 19 m über Tage emporschoß und dabei 1,67 Sek.Lit. lieferte. Im Überlauf bei 1 m über Tage wurden 9,7 Sek.Lit. gemessen.
Es ging Hand in Hand damit ein starker Sandauswurf, der natürlich sowieso die Einheitlichkeit des Profils petrographisch und faunistisch zerriß.

„154,0—159,0 m Blausandiger Ton."

„159,0—163,5 m Schwarzer Ton mit Glimmer."

„163,5—166,7 m Brauner toniger Sand mit Glimmer."

„166,7—168,3 m Schwarzbrauner, harter Ton."

„168,3—171,4 m Schwarzbrauner, weicher Ton."

„171,4—247,0 m Schwarzer Ton mit Glimmer."

Es entsteht nun die Frage, wohin gehört diese fehlende Schichtlücke? Ist etwa das Kimeridge darin noch enthalten oder steckt darin das Obere Oxford allein?

Da das Kimeridge weder in Labiau I noch in Tauroggen, noch in den anderen Bohrungen nördlich davon angetroffen ist, so entfällt diese Möglichkeit wohl, und die paläogeographische Grenze für das bei Heilsberg (P. G. Krause 1908) nachgewiesene Kimeridge muß daher zwischen Tilsit und Heilsberg zu suchen sein.

In der nächsten Bohrung, in der das Oxford einwandfrei festgestellt ist, in Tauroggen (Prof. Haack), beginnt es bei 112 m Tiefe in Gestalt von dunklen, feinsandigen, glimmerführenden Tonmergeln. Die Grenze zum Oberen Kellaway bleibt unbestimmt gelassen. Daher ist die dortige Mächtigkeit des Oxford nicht sicher anzugeben.

Ebensolche Schwierigkeiten bzw. Unsicherheiten hinsichtlich des Oxford bestehen bei den beiden Labiauer Bohrungen (fiskalische und Brauerei Blanckenstein).

Die tonige Fazies mit Sandeinlagen ist auch in Labiau offenbar ähnlich entwickelt wie in Tauroggen und Tilsit.

Es ist daher nur ein Notbehelf, wenn wir unsere obigen Schichten einstweilen in das Obere Oxford stellen, obwohl sie eine ganz andere petrographische Ausbildung zeigen als der Korallenoolith von Heilsberg.

Da die Bearbeitung der fiskalischen Bohrung Labiau I unzureichend geblieben ist, wie wir schon vorher bemerken mußten, so müssen wir die andere Labiauer Bohrung zu Hilfe nehmen.

In Labiau I ist bei 173,5 m noch ein bezifferter Bohrkern, der dem Unter-Senon angehört. Die Grenze zum Oxford muß also noch tiefer liegen.

Ein weiterer Bohrkern ist als Nr. 13 bezeichnet in 189 m Teufe gezogen. Es ist eine 4 cm dicke Bohrkernscheibe von etwa 12 cm Durchmesser eines mausgrauen, glimmerführenden, sandigen, schwach kalkigen Schiefertones mit Körnern von Quarz, Feldspat und Glaukonit, vereinzelt Zirkon.

Die Schlämmung auf Foraminiferen war leider ergebnislos, so daß auch hier keine Grenzlinie festzustellen war.

Die zweite Labiauer Bohrung zeigt bei 193 m (Schlußtiefe) noch einwandfrei Foraminiferen der Oberen Kreide (s. S. 383).

Herr Wicher war so freundlich, auch die sechs losen Grünsandproben, die von 109—204 m Tiefe allein aus der Bohrung Labiau I vorhanden sind, auf Foraminiferen zu untersuchen. Für die oberste Probe, die mit der sehr weiten Spannung von 109—152 m keine enger begrenzte Tiefenangabe möglich macht, hatten wir schon oben darauf hingewiesen, daß hier noch Obere Kreide vorliegt.

Es wurde daher nun zunächst ein Teil der tiefsten Probe dieser Reihe aus 203—204 m, ein besonders dunkler Grünsand, untersucht. Es wurden auch darin nur Ober-Kreide-Foraminiferen gefunden.

Die anderen Proben über dieser wurden daher nur kursorisch angesehen und dabei auch nur Ober-Kreide-Formen festgestellt.[5])

Die mit 190 m Teufe wieder einsetzende und von mir untersuchte Probenreihe unserer Tilsiter Bohrung lautet nun wie folgt:

190,0—194,0 m Dünnschichtige, etwas schlierigschichtige, dunkle, stark tonige, sandige Schichten mit einzelnen größeren polierten Quarzkörnern, abwechselnd mit dünnschichtigem, hellgrünen, schwach tonigen, dunkelstreifigen, kalkfreien, glimmerigen, feinkörnigen Glaukonitsand. Neben vorwiegenden Quarz- und Glaukonitkörnern (unregelmäßig, smaragdgrün), Glimmerblättchen, einzelne Feldspatkörner und Zirkone (abgerollt).
Keine Foraminiferen oder andere organische Reste. Schlämmrückstand grober, ungleichkörniger, grauer Sand.

194,0—197,0 m Schwärzlicher, Glimmer führender Ton mit dünnen hellen Streifen eines feinen, z. T. etwas grünlichen Sandes und mit Streifen gröberen Sandes. Polierte Quarzkörner bis zu 6 mm, darunter auch Blauquarze, Glaukonitkörner spärlich, ein paar Mikrokline, vereinzelter Zirkon (abgerollt), Schwefelkieskörner. Einzelnes Granitkorn, Korn von schwach kalkigem, kieseligen Kalk, ein kleiner Selachier-Zahn, keine Foraminiferen.
Grober Sand-Rückstand.

5) Die Oxford-Oberkante in Labiau I muß also noch tiefer als 204,0 m zu suchen sein und bleibt daher unbestimmt.

197,0—200,0 m Grünsandstreifiger, dunkler, sandiger Ton mit Glimmerblättchen. Die gröberen Sandeinlagen treten stark zurück.

Knollig-nierenförmige Glaukonitkörner. Helle, durchsichtige, durchscheinende, gelbliche, grünliche, auch rötliche, polierte Quarze. Z. viele unregelmäßige Schwefelkiesklügelchen mit Quarz verbacken.

Grober Quarzsand-Rückstand.

Keine Foraminiferen oder andere Fossilien.

von 200,0—204,0 m Schwarzgrünes Gemenge, bestehend aus lichtgrünlichem, Glimmer führendem, feinem Sand in dünnen Schichten abwechselnd mit schwärzlichen, schlierigen Streifen von sandigem Ton mit polierten Quarzen in den Farben wie vorher. Einzelne kleinere und größere Schwefelkieskörner mit Quarz verbacken.

204,0—213,0 m Dasselbe Gestein, kalkfrei.

Ein kleiner Selachier-Zahn ohne Wurzel.

213,0—216,0 m Dasselbe Gestein mit mehr zurücktretendem grünlichen Sand.

Die Schichtenfolge von 135,2 bzw. von 190—216 läßt sich mangels Fossilien, wenn man von den paar winzigen, nicht bestimmbaren Selachier-Eckzähnchen absieht, stratigraphisch nicht mit Sicherheit einordnen. Wir stellen sie, natürlich mit Vorbehalt, einstweilen in das Obere Oxford, obwohl sie eine ganz andere petrographische Ausbildung zeigt als das Heilsberger und also auch faunistisch mit diesem nichts gemein hat. Spätere Bohrungen, die nach neueren Methoden hier Kerne zu ziehen vermögen, müssen darüber Aufschluß geben.

Unter-Oxford

von 216,0—220,0 m Braunschwarzer, Glimmer führender, sandiger, kalkiger Ton, mit einzelnen größeren, polierten, verschiedenfarbigen Quarzen, mit zahlreichen kleinen Bruchstücken von *Astarte, Trigonia*, irisierenden Flitterchen einer Ammoniten-Schale.

Schwefelkieskörner verschiedener Größe.

Im Schlämmrückstande mittel- bis grobkörniger Sand.

Mit der Teufe von 216 m tritt wieder eine gewisse Gesteinsänderung ein, die sich einmal petrographisch als ein glimmerreicher Ton mit einem Kalkgehalt darstellt und paläontologisch durch das Auftreten von Conchylien äußert.

Der durch das Ausschlämmen gewonnene Sand-Rückstand zeigt allerdings gegenüber dem Voraufgehenden nur durch das Auftreten des Schalen-Schills eine Änderung.

Ob dieses Schichtenpaket (216—220) auch schon zu dem folgenden Unter-Oxford-Komplex zu stellen ist, läßt sich nicht sicher sagen, da keine Fora-

miniferen gefunden wurden. Mit dem Bruchschill ist natürlich eine Horizont-Bestimmung nicht möglich.

220,0—229,0 m (3 Proben) Braunschwarzer, glimmerreicher sandiger Ton mit polierten Quarzen bis zu 4 mm. Darunter ziemlich viele grünliche mit Einschlüssen.

Als Schlämmrückstand dunkelgrauer, mittel- bis grobkörniger Sand mit unbestimmbarem kleinstem Bruchschill von Conchylien und irisierende Fetzen von Ammoniten. Größere schwarze Körner einer Pechkohle.

Einzelne winzige dolchspitzige Hai-Zähnchen, die nicht bestimmbar sind.

229,0—233,0 m Dasselbe Gestein.

233,0—243,0 m (2 Proben) Dasselbe Gestein. In dem Schlämmrückstande ein viel stärkerer Gehalt an grobem, grauen Sand, der bis zu 3—5 mm, vereinzelt bis 7 mm Korngröße erreichen kann. Polierte Quarze, Bruchschill, einige Schwefelkieskörnchen, ein paar Kohlekörnchen und ein paar Granitkörnchen, das eine mit lebhaft roten Feldspäten. Ein dolchspitziger, winziger Selachier-Zahn.

243,0—247,6 m Ganz vorwiegend fein- bis mittelkörniger, hellgrünlichgrauer, Glaukonit führender Sand noch mit vereinzelten *Epistomina* und *Trocholina nidiformis* Brückm. sp. Glaukonitkörner winzig, knollignierenförmig. Die gröberen Quarzkörner poliert, durchscheinend, hellgrüne häufiger.

Für 247,0—247,6 m gibt das Bohrregister des Bohrobmannes „Muscheln" an.

Herr Wicher war so freundlich, die Probenfolge von 216—240 auf Foraminiferen auszuschlämmen und konnte in der Hauptsache folgende Formen feststellen:

Epistomina stelligera Uhlig
Epistomina mosquensis Uhlig
Trocholina nidiformis Brückmann
Cristellaria cfr. *bronni* Reuss
Cristellarien vom *rotulata*-Typ

Hiervon ist die *Trocholina nidiformis* besonders wichtig, weil sie in der noch nicht veröffentlichten Bohrung von Tauroggen, was ich mit freundlicher Genehmigung des Bearbeiters Prof. Haack hier mitteilen darf, mit echten Unter-Oxford-Fossilien zusammen vorkommt, wie Herr Wicher nachgewiesen hat, während sie bisher nur in süddeutschen *Parkinsoni*-Schichten von Paalzow gefunden ist. Herr Wicher, der auf meinen Wunsch die Heilsberger Juraschichten nachträglich zum Gegenstande einer besonderen Foraminiferen-Arbeit macht, hat auch hier im Oxford die *Trocholina nidiformis* unlängst gefunden. Wir gehen also nicht fehl, wenn wir auf diese und die andern oben genannten Foraminiferen gestützt — die Epistominen und *Trocholina nidiformis* finden sich, wenn auch seltener, noch bis 247,60 m — die Schichtenfolge von 220 bis 247,60 m zum Untern Oxford rechnen.

Da sich die *Trocholina nidiformis* bisher weder im kurländischen Kellaway (Popilany) noch im Ornatenton von Rjäsan (Uhlig) gefunden hat, so ist damit auch ein weiterer Hinweis gegeben, daß auch hier in der Tilsiter Bohrung, wie schon in der Tauroggener, das Untere Oxford vorliegt.

Das Untere Oxford in der Heilsberger Bohrung (von 692—759 nach meiner damaligen Feststellung, läßt sich jetzt noch um ein paar Meter bis 762 m erweitern auf Grund des Fundes der *Trocholina nidiformis* Brückm. durch Wicher) erreicht sogar 70 m Mächtigkeit.

Die wesentlich geringere Mächtigkeit, die es bei Popilany mit nur 10 m (Boden 1911, S. 14) aufweist, ist wohl sicher nicht ursprünglich, sondern auf Abtragung durch das darüber hinweggeglittene Inlandeis zurückzuführen.

g) Kellaway

Wir setzen das Schichtprofil weiter fort:

von 247,6—248,5 m Grober bis feinkiesiger, grauer Sand. Einzelne Quarzkörner bis zu 7 mm. Die Quarze sind trübe, undurchsichtig, aber vielfach poliert. Ziemlich häufige kleine schwarze Kohlebröckchen, darunter Holzkohle von *Xenoxylon phyllocladoides* Gothan und *Dadoxylon* sp. (nach Prof. Gothan's Bestimmung). Unregelmäßige Körner von Schwefelkies, einzelne mit Quarzkörnern verbacken. Als weitere accessorische Bestandteile sind eine kleine Anzahl ziemlich harter, runder Phosphorit-Konkretionen von kugeliger bis walziger Form zu nennen, die Murmel- bis Taubenei-Größe haben. Schlägt man sie auf, so zeigt sich ein bräunliches Gestein mit unebenem Bruch, das einzelne Poren aufweist, und mit einzelnen feinen, etwas unregelmäßig zackig verlaufenden Schwefelkiesschnürchen durchzogen ist.

In HCl löst es sich unter lebhaftem Aufbrausen, wobei ein brauner Schaum entsteht.

Die qualitative Probe ergab einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an P_2O_5 und einen geringen organischen.[6])

Weiter fand sich in dem Sande eine längliche Schwefelkies-Konkretion und ein Brauneisen-Oolith-Brocken.

Ob als Nachfall ein kleines Stückchen eines feinkörnigen, dichten, kieseligen Kreidemergels anzusprechen ist, scheint zweifelhaft, da ähnliche Gesteinsstrukturen weiter unten vorkommen. Zwei weitere, kleine, später erst eingesandte Proben in Papierbeuteln, mit dieser gleichen Tiefenangabe, sind weniger grobsandig, aber noch reicher an Muschel-Schill, sowie mit Brut u. a. von *Astarte pulla*.

Kleine schwarze Tonbrocken entsprechen wohl Tonbänkchen in diesem Sande. Im Querschnitt ist der Ton schwärzlich, auf den schiefrigen Schichtflächen, die reichlich mit kleinen Glimmerblättchen belegt sind, erscheint

6) Knollen gleicher Art hat übrigens auch die staatliche Bohrung Labiau — ohne genaue Tiefenangabe — geliefert. Sie sind hier in größerer Anzahl und in noch mannigfacheren, kugeligen Formen vertreten.

er braunschwarz. Es müssen aber auch dickere Tonbänke in den Sanden enthalten sein, wie mehrere faustgroße Stücke, die von der Firma Bieske eingesandt wurden, lehren. Es sind ebenfalls braunschwarze, glimmerreiche sandige Tone.

Die Untersuchung des einen dieser Tonklumpen auf Foraminiferen, die Herr Wicher ausführte, ergab Kellaway-Foraminiferen.

Diese Tonbänke sind es wohl, die jenen starken artesischen Wasserhorizont nach oben hin begrenzt hielten. Nach ihrer Durchbohrung erfolgte dann in ± 251 m Tiefe jener gewaltige artesische Auftrieb, von dem weiter unten noch zu reden sein wird. Der große, katastrophale Wasserausbruch ist in Labian in 368 m Tiefe, also bei 168 m unter der angenommenen Oxford-Oberkante, dagegen in der Tilsiter Bohrung in 154 m, also in rund 10 m unter dieser erfolgt.

Ein gleicher, grober, feinkiesiger Sand bis Feinkies liegt aus der staatlichen Bohrung Labiau I aus der Tiefe zwischen 368—407 m vor. Nach einer je Meter entnommenen Probenreihe von 373—380 m scheint die Grobkörnigkeit nach unten zuzunehmen. Auch hier gibt es polierte Quarze. Die Gerölle sind anscheinend größer als in der Tilsiter Bohrung. Unter ihnen sind viele mit abgeriebenen und abgerollten Schalen (u. a. *Ostrea, Trigonia*) enthalten, die auf ein strandnahes Flachwasser deuten. In diesen losen Sanden von Tilsit-Waldhof gibt es anscheinend einzelne Lagen, in denen eine Verfestigung zu Knollen erfolgt ist. Von diesen sind mehrere kleine bei dem großen Wasserausbruch mit herausgespült worden, so daß man ihre genaue Tiefenlage nicht bestimmen kann. Es sind graue, harte, schalenreiche Kalksandsteine mit einzelnen Eisenoolith-Körnern darin. Das Gestein gleicht manchen unserer Kellaway-Geschiebe. Die in den Knollen steckenden calcinierten Schalen sind meist nur Bruchstücke (Schill), vorwiegend Bivalven, daneben auch Gastropoden.

Beim Auflösen in HCl zerfällt das Gestein in einen feinen, hellen Quarzsand, in dem Feldspatkörner (Orthoklas, Oligoklas, Andesin) und Eisenoolith-Körner enthalten sind. In manchen Quarzkörnern sind Strahlsteinnadeln, auch Apatit eingewachsen.

Wir setzen das Profil weiter fort: Es ist hier zunächst auf eine kleine Differenz in der Bohrliste, die zwischen der vorhergehenden und der folgenden Teufe, offenbar durch die mit längeren Unterbrechungen erfolgte Einsendung der Bohrproben entstanden ist, hinzuweisen. Sie beginnt mit einer zusammenfassenden Angabe 247,6—256,75 m als einer Probe, um sich darauf nochmal innerhalb dieser Teufe wieder zu differenzieren.

Das Tilsiter Kellaway-Profil lautet weiter:

von 247,6—256,75 m Weißlichgrauer, fein- bis mittelkörniger Kalk, glimmer- und glaukonithaltiger Sand.

in 251,3—253,0 m wurde nach dem Bohrtagebuch „eine Sandschicht mit einem ungewöhnlich starken artesischen Auftrieb angetroffen. Der artesische Druck betrug in 3 m über Tage mit dem Manometer gemessen 5 Atmosphären."

in 252,0 m „ein starker Wasserüberlauf mit ungefähr 250 cbm die Stunde. Das Wasser führte reichlich Sand (10%) mit und Holzstücke von Faustgröße bis zu erbsengroßen Stücken, schätzungsweise 0,25 cbm Holz" (Prof. Gothan fand darin *Dadoxylon* sp.). In 6 Tagen sind nach Bieske's Schätzung einige Tausend cbm Sand ausgeschwemmt.

in 253,0—253,7 m wird eine „Tonschicht" angegeben, unter der wieder eine kleine artesische Sandschicht angefahren wurde. „Der Sand ist etwas toniger als der obere und mehr bräunlich gefärbt.

Auch sonst gibt das Bohrtagebuch in der Tiefe zwischen 250—260,25 m mittelgroben Sand mit kleinen Tonbänken und Holzstücken an.

Die durch den gewaltigen Wasserausbruch ausgeschwemmten Erdmassen bedingten es, daß in dieser Tiefe kein lückenloses Profil zu gewinnen war.

253,7—254,2 m „Grauer Sand, stark artesisch." (Angabe des Bohrobmannes).

254,2—254,6 m „Grauer Ton" (desgl.).

254,6—256,75 m „Braungrauer Sand mit Ton, stark artesisch. Sandauswurf etwa 100 sec/Lit." (desgl.).

256,75—257,5 m Zwei Proben. Die eine besteht aus flachen, länglichrunden, linsenförmigen Kuchen von Schwefelkies mit warziger Oberfläche, der mit Sandkörnern durchsetzt ist, für die er das Bindemittel abgibt. Die andere Probe ist eine schwärzliche, schilferig-stengelige Braunkohle mit noch zu bestimmenden eigenartigen Pflanzenresten.

257,5—260,25 m Grauer, sandiger, schwach kalkhaltiger Feinkies mit einzelnen gröberen Steinchen, darunter auch ein Flint, einzelne Kohlestückchen und Schwefelkies, wie oben, in Brocken.

260,25—262,5 m Feiner grauer Kies, Graupen- bis Erbsengröße, gut gerollt. Nur Granitquarze, kein Gangquarz. Mit vielen kleinen, flintartigen, hellgrauen Geröllen. Mit vielen Brocken und Geröllen des Schwefelkies (wie oben) und einzelnen Schalenresten.

262,5—263,5 m Grauer, stark sandiger, sehr feiner Kies mit Kohle- und Schwefelkiesbröckchen und einzelnen grauen, flintartigen Geröllen.

263,0—264,7 m Desgl., aber sehr reich an Kohlebröckchen mit einzelnen Fossilbruchstücken.

264,7—265,0 m Bräunlichgrauer, stark sandiger, kalkfreier Ton (nur ein Körnchen brauste) mit einzelnen Kohlebröckchen.

265,0—265,5 m Grauer Feinkies mit z. T. größeren Kohlebrocken, mit hellgrauen, flintartigen Geröllchen und einzelnen abgerollten Schalentrümmern.

265,5—266,3 m Größere Gerölle von dem Schwefelkiessandstein (wie oben bei 256,75 m) mit holziger Kohle, flintartigem Gestein, einer semmelförmigen Phosphatknolle, mit Quarzen und einem *Trigonia*-Bruchstück.

Zur Kellaway-Fauna und -Flora

Durch den riesigen Wasserausbruch und die damit verbundenen Ausspülungen ist natürlich ein Durcheinander entstanden, so daß die Aufeinanderfolge der Kellaway-Schichten im einzelnen nicht mehr genau festzustellen ist. Ebenso macht dies auch der Mangel an bestimmbaren Ammoniten — es sind nur einzelne Schalenstückchen vertreten — unmöglich.

Leider konnte ich damals nicht an Ort und Stelle in diesen ausgespülten Massen die Fossilien auslesen. Daher bin ich für die Fauna auf die wenigen, unter den obwaltenden Umständen vom Bohrobmann gelieferten — er hatte bei der Wasserkatastrophe begreiflicherweise andere Sorgen — angewiesen. Bei der guten Erhaltung, die diese zeigen, ist dies natürlich besonders zu bedauern.

Aber überwiegend ist es doch nur Schill in diesen Proben, der vorliegt. Aber in ihm sind auch einzelne, ganze oder doch annähernd vollständige Schalen und Gehäuse erhalten, die teilweise eine Bestimmung gestatten.

1. Foraminifera

Eine vorläufige Untersuchung mehrerer Tonproben durch Wicher ergab folgende Formen:

Epistomina mosquensis Uhlig
Epistomina stelligera Reuss
Trocholina nidiformis Brückm.
Cristellaria harpa Reuss

Zu *Epistomina stelligera* ist zu bemerken, daß es sich möglicherweise um eine beim Spülen verschwemmte Form handelt, da diese hier im ostdeutschen und baltischen Kellaway nicht aus diesen Schichten bekannt ist.

2. Vermes

Serpula tetragona. **Sow.**

Verhältnismäßig häufig, wenn auch nur in Bruchstücken.

3. Bryozoa

Haplooecia (Entalophora) straminea **Phill. sp.**

Mehrere Gabeläste dieser von Herrn E. Voigt freundlichst bestimmten Bryozoe, die vom Bajocien bis zum Cornbrash vorkommt (Gregory, S. 159) fanden sich im Kellaway zwischen 247,6 und 248,5 m.

Merkwürdigerweise erwähnt Laube diese schon lange beschriebene Form nicht aus dem Braunen Jura von Balin. Auch von Popilani führt Krenkel sie nicht auf. In der Liste der ostpreußischen Geschiebe fehlt sie bei Schellwien ebenfalls. Im süddeutschen Jura ist sie dagegen von Quenstedt (1858, S. 368, Taf. 60, Fig. 3) bereits namhaft gemacht.

4. Lamellibranchiata

Pecten **cfr.** ***subfibrosus*** **d'Orb.**

Mehrere Bruchstücke lassen sich wohl auf diese Art beziehen.

Pecten sp.

Ein paar weitere Bruchstücke deuten auf eine andere, aber nicht feststellbare Art.

Limea duplicata Goldf.

Taf. 15, Fig. 1, 2

Eine prächtig erhaltene linke Klappe dieser Art liegt vor, die ich abbilde, weil es gute Bilder davon in der allgemein zugänglichen Literatur nicht gibt. Die von Quenstedt (1885, Taf. 60, Fig. 7) aus Berliner Kellaway-Geschieben abgebildete Form zeigt zwar das Schloß wie bei unserm Stück, aber nicht die typische Biegung der Schale nach vorn.

Die Form der Schale ist schief oval, vorn gerundet. Der Wirbel hervortretend, beiderseits geohrt, der Schloßrand kurz. Unter dem Wirbel auf der langdreiseitigen Area eine dreieckige Ligament-Grube mit rundlichem Grunde. Jederseits neun bzw. acht bogenförmig angeordnete Seitenzähnchen. Ich glaube nicht, daß diese, wie das Philippi (1900, S. 629) annimmt, bei *Limea* kein wesentliches Merkmal sein sollen, und daß bei derselben Art Schloßzähne sowohl auftreten wie fehlen können, so wenig wie dies bei *Pectunculus* und *Limopsis* der Fall ist. Man darf diese Seitenzähnchen auch nicht mit der gelegentlich bei Kreide-Ostreen z. B. *Pycnodonta vesicularis* Lam. sp. auftretenden Zähnelung gleichsetzen, wie Philippi dies wollte.

Die Hauptrippen der Schale haben dachfirstförmigen Querschnitt mit feiner Querstreifung. Zwischen den Hauptrippen fadenförmige Zwischenrippen.

Ein Klaffen der Schale, die der Unterlage glatt aufliegt, ist nicht wahrscheinlich.

Unserer Form nahestehend ist *Lima duplicata* Sow. sp. bei Morris und Lycett (1853, Taf. III, Fig. 6, 6 a), die von der *Limea duplicata* aus dem Inferior-Oolith durch eine schrägere Form und weniger erhabene und weniger scharfe Rippen unterschieden wird.

Trigonia clavellata Park.

Unter dem Namen dieser variablen Art fasse ich eine Anzahl Bruchstücke zusammen, bei denen ich aber nicht sicher bin, ob sie alle hierher gehören.

Trigonia clavellata var. *jurensis* Grew.

Eine einzelne rechte Klappe ist hierher zu stellen.

Astarte pulla A. Roem

Von dieser häufigen Art sind sowohl erwachsene Exemplare wie Brut in unserem Material.

Gresslya borussica nov. sp.

Taf. 15, Fig. 5—8

Ein doppelschaliges Stück von 3,8 cm Länge, 2,4 cm Höhe und 1,7 cm Dicke liegt der Beschreibung zugrunde, das mit den anderen, bisher aus dem Kellaway beschriebenen Arten nicht übereinstimmt und daher neu benannt wird. Es ist im allgemeinen gut erhalten, wenn auch die Schale durch das gewaltsame Zutageschleudern bei dem großen Wasserausbruch stellenweise von den begleitenden Sandmassen bescheuert ist.

Die Form ist länglich mit einem im ganzen etwas rechteckigen Umriß, vorn ziemlich kurz mit steil abfallendem Rande, der an der unteren Ecke gerundet in den nur leicht geschwungenen Unterrand übergeht. Er wendet sich dann an der unteren Hinterecke ziemlich scharf und geradlinig nach oben, so daß eine etwas beilförmige Schneide entsteht. Von der oberen Hinterecke verläuft dann der Schalenrand in schwachem Bogen zu den Wirbeln.

Der vorn rundlich gewölbte Durchschnitt der Form verschmälert sich keilförmig nach hinten (siehe Fig. 8). Die Schale ist sehr ungleichseitig. Die Wirbel sind weit nach vorn gerückt, kräftig und breit nach vorn gewandt, wo sie einander fast berühren. Sie haben vor sich eine vertiefte, aber nicht scharf abgegrenzte Lunula. Die Schalenränder klaffen vorn und hinten ein wenig. Der Rand der rechten Schale schiebt sich hinter den Wirbeln etwas über den der linken. Von einer etwaigen Schwiele ist nichts zu erkennen, ebenso vom Schlosse nichts.

Die Schale selbst ist dünn, nur in der Wirbelregion etwas stärker. Sie ist glatt mit konzentrischen Zuwachsstreifen. Eine außerordentlich feine, aus Körnchen-Reihen bestehende Streifung läßt sich über die ganze Schale verfolgen. Sie ist an der linken, unteren Ecke des Hinterrandes durch Schwefelkies-Imprägnation am besten sichtbar.

Diese aus radialen Körnchenreihen bestehende Streifung ist übrigens eine auch bei anderen Gattungen, *Pleuromya, Homomya* und selbst *Goniomya* sich findende Eigenschaft, die also vielleicht als ein Gruppenmerkmal aufzufassen ist.

Ob die auf der linken Klappe durch Schwefelkies dunkel gefärbte Linie der Mantelbuchtlinie entspricht, läßt sich nicht sicher entscheiden. Sie würde dann allerdings sehr weit nach vorn in die Schale eingreifen.

Ein Vergleich mit dem von Krenkel (1914) beschriebenen, aber nicht abgebildeten Exemplar von *Pleuromya baltica* war leider nicht möglich, da es anscheinend verloren gegangen ist. Nach der Beschreibung ist es aber wohl nicht mit unserer Art zu identifizieren, da es als lange und ziemlich niedrige Form geschildert wird. Nicht unerwähnt mag bleiben, daß auch an dieser Art eine undeutliche radiale Streifung von Krenkel hervorgehoben wird, „wenn die äußerste Schalenschicht entfernt ist".

Unsere neue Art zeigt in Größe und Gestalt eine größere Ähnlichkeit mit der *Pleuromya peregrina* d'Orb. aus dem Oberen Jura von Choroshowo bei Moskau, wie sie Zittel (Handbuch Bd. II, S. 125, Abb. 179) abbildet, die aber noch einen ausgesprocheneren rechteckigen Umriß besitzt. Eine Identität käme aber auch deswegen schon nicht in Frage, weil unsere Kellaway-Form wesentlich älter ist.

Unser Stück stammt ungefähr aus der Tiefe 247,6—248,5 m wie die damit geförderten, oben erwähnten Kalksandsteinknollen.

5. Scaphopoda

Dentalium cfr. *subanceps* Trautsch.

Eine kleine Anzahl dieser glatten Form dürfte hierher gehören.

6. Gastropoda

***Natica* sp.**

Kleine Form. Schale halbkugelig, glatt, nicht genabelt, Nabel wohl durch die Lippenschwiele verdeckt. Letzter Umgang sehr groß. Mündung oval. Gewinde nicht heraustretend. Die Form ist der von Hudleston (1894) als „*Neritina subtransversa*" beschriebenen, S. 336 und Taf. 40, Fig. 9 a, b abgebildeten sehr ähnlich.

7. *Ammonites* sp. div.

Wie schon oben erwähnt, sind es nur kleine unbestimmbare Bruchstücke, aus denen man das Vorkommen dieser Tiergruppe entnehmen kann.

An Pflanzenresten sind zwei Hölzer zu nennen:

8. Hölzer

***Xenoxylon phyllocladoides* Gothan**

Unter den pflanzlichen Resten (Holzkohlenstückchen) konnte Prof. Gothan dieses im Jura als weit verbreitet erwiesene Holz bestimmen (247,6—248 m).

***Dadoxylon* sp.**

Fand sich, anscheinend in großer Menge sowohl in 247,6—248 m, wie auch in 252 m Tiefe. Diese Lignit- (Xylit-) Stücke sind nach Gothan ein Mittelding zwischen Matt-Braunkohle und Glanzkohle.

Außerdem „zerfällt die Kohle (aus 256,7—257,5 m Tiefe), die sich im Zustande der Mattbraunkohle befindet, nach vorläufiger Untersuchung und Mitteilung von Prof. Gothan in einzelne Stücke, die aussehen wie Stücke kohligen Holzes, das vor der Einbettung stark erweicht war und deswegen starke Schrumpfungserscheinungen aufweist. Mit KOH löst sich der größte Teil der Holzsubstanz auf und es bleibt eine Menge lockermaschiges Gewebe zurück, das also kutinisiert oder chitinisiert gewesen sein muß, da es sich so widerstandsfähig erweist.

Ähnlich ist ein fälschlich als Gefäßbündelnetz gedeuteter Rest, den Eisenack (1935, Taf. 4, Fig. 2) aus einem ostpreußischen Dogger-Geschiebe abgebildet hat."

Über die wirkliche Natur dieses Gewebes in der Tilsiter Kohle muß die noch im Gange befindliche weitere Untersuchung erst noch Aufschluß bringen.

h) Cornbrash ?

Schon bei der Erörterung des Heilsberger Jura-Profils hatte ich (1910, S. 301) die Möglichkeit, daß im Liegenden des Kellaways das Cornbrash noch enthalten sein könnte, offen gelassen. Fossilien, die dafür hätten sprechen können, gab es allerdings nicht. Nur die Tatsache, daß in den ostpreußischen Geschieben (Schellwien 1894, S. 211) solche mit *Pseudomonotis echinata,* wie im Memeler Jura-Profile entsprechende Schichten auftreten, konnte diese Vermutung bis zu einem gewissen Grade rechtfertigen.

Auch das Memeler Vorkommen von Cornbrash (Jentzsch 1896, S. 16, 1913, S. 21) mit nur etwas über 2 m Mächtigkeit stützt sich nur wieder auf die *Pseudomonotis echinata.*

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

In dem Profil der Bohrung von Tauroggen in Litauen hat Prof. Haack auch die liegenden Jura-Schichten bei 188,30 m Tiefe, in denen die *Pseudomonotis echinata* zusammen mit *Astarte pulla* vorkommt, noch zum Kellaway gestellt. Er ist damit dem Vorgange von Krenkel (1915, S. 205) gefolgt, der mit Recht darauf hinweist, daß *Pseudomonotis echinata* auch im unteren Kellaway vorkommt, und daß außerdem die davon noch durch Lahusen abgespaltene *Ps. subechinata* im Mittleren Kellaway ihr so nahe steht, daß beide am besten zu vereinigen wären. Krenkel hält daher auch das Vorkommen des Cornbrash bei Popilani, das Schellwien (1894, S. 209) angenommen hatte, für zweifelhaft.

Man wird also wohl die im Chmielewsky'schen Profil als Liegendstes des Popilanier Juras (Boden 1911, S. 11) angeführten fossilleeren Sande noch zum Kellaway stellen und in ihnen auch hier vielleicht den Beginn der Kellaway-Transgression sehen dürfen. W. Wetzel (1919, S. 122) konnte zuletzt noch wieder Beobachtungen bei Popilani machen. Er hebt übrigens hervor, daß in der Gesamtmasse der Popilani-Schichten in Wirklichkeit toniges Material überwiegt. Er lehnt das Vorkommen von Cornbrash bei Popilani ab und stellt den Kalksandstein mit *Pseudomonotis subechinata* in seine *Sedgwicki-Reineckia*-Zone.

In der mehrfach erwähnten Bohrung Labiau I hat Harbort in dem vorläufigen Schichtenverzeichnis die Teufe 388—407 m (Schlußteufe) zum Cornbrash gestellt, aber auch nur auf Grund des häufigen Vorkommens von *Pseudomonotis echinata* in einer Bank eines feinen, glimmerigen, schwarzen, übrigens an Schill reichen Schiefertones von 388 bis 388,5 m.

Das Kellaway würde dann in Labiau 200 m Mächtigkeit messen, das würde mit unserer Tilsiter Schicht übereinstimmen.

Damit scheidet also wohl auch das Bathonien für den ostpreußischen Jura (Memel, Tauroggen, Tilsit, Labiau und Heilsberg) aus.

Mit dem Schichtwechsel in 266,3 bzw. 268 m Tiefe — es ist da eine kleine Differenz in den Angaben — ist die Unterkante des Braun-Jura erreicht. Unterhalb dieser Teufe wurde nach Bieske's Bericht ein „kreideähnliches Gestein gefunden, das von Sandsteinschichten hin und wieder durchsetzt war und dem ein roter Ton bis etwa 300 m folgte."

Mit dem bei 266 bzw. 267 m sich einstellenden scharfen Gesteinswechsel ist wieder eine Formationsgrenze erreicht. Mit ihm kündigt sich die Transgression des Braun-Jura an, die durch scharfe Kiese eingeleitet wird. Sie geht nach oben dann in sandige und damit wechselnde tonige Fazies über. Wir sind wohl berechtigt, diesen Komplex bis auf weiteres in seiner Gesamtheit dem Kellaway zuzurechnen, da weder petrographisch noch faunistisch irgendwelche Einzelheiten für das Vorhandensein von Cornbrash sich nachweisen lassen.

In der schon mehrfach erwähnten staatlichen Bohrung Labiau I wäre nach der provisorischen Bearbeitung von Harbort das Kellaway nur von 379—388 m anzunehmen. Ich möchte aber die im Hangenden davon unter dem Oxford sich findenden „fossilführenden Quarzsande und groben Quarzsande" auch noch zum Kellaway stellen.

i) Rhaet-Lias ?

Wir lassen das Profil zunächst weiter folgen:

266,3—267,0 m Gerundete Brocken eines hellen, lichtbräunlichgrauen, feinen, nicht kalkhaltigen Tones. Die einzelnen Brocken zeigen eine nachträgliche Sandkruste.

267,0—299,9 m (—298,8 m) Lichtgrünlichgraue, feinsandige, glimmerige, gelblich gebänderte, kalkfreie Tone, die sich z. T. etwas speckig anfühlen, in Brocken mit mattrötlichen desgl., aber schwach brausenden Einlagerungen.

298,8—302,0 m (—300,65 m) Feiner, schwach gelblich grauweißer Sand mit ziemlich viel Glimmerblättchen und mit kleinen Tongeröllchen, „Artes. Überlauf 40 Min.Liter".

300,65—301,0 m Lichtgrünlichgraue, feinsandige Tone in Brocken, aber etwas härter, mit rötlichbraunen Einschaltungen. Ganz schwach brausend, aber eine Kalkspat-Ader enthaltend.

301,0—302,3 m Feiner, gelblichgrauer, glimmeriger kalkhaltiger Sand mit kleinen Körnchen des rötlichen Tones.

302,3—306,0 m Brocken des lichtgrünlichgrauen, feinsandigen Tones, schwach brausend mit rötlich braunen Einschaltungen.

306,0—325,5 m Wechsel von den Tonen mit Sanden „rotbrauner Ton mit Sandsteinschichten".

325,5—326,5 m Feiner, graulichweißer Sand mit gelblichem Schimmer, mit vereinzelten feinen Glimmerblättchen, aber vielen kleinen, dunklen Körnern (auch Glaukonit dabei?) „Artes. Überlauf 110 Min.Liter".

326,5—334,0 m Feinstgeröllig zermahlenes Tongestein mit Sand (Wechsel dünner Sand- und Tonbänke) „rotbrauner Ton mit Sandsteinschichten. Artes. Überlauf 20 Min.Liter." (Bohrjournal).

334,0—334,5 m Feiner gelblichgrauer bis graugelblicher Sand mit wenig Glimmer und einzelnen größeren Quarzkörnern.

334,5—343,0 m Sand mit vorherrschenden buntrötlichen Tonbröckchen, „rotbrauner Ton mit Sandsteinschichten" (Bohrjournal).

343,0—343,2 m Feiner, gelblicher Sand mit vereinzelten Glimmerblättchen und ziemlich vielen dunklen Körnchen. „Artes. Überlauf 135 Min-Liter." (Bohrjournal.)

---

7) Die Tiefenangaben des Bohrregisters und der Kastenproben differieren hier wieder etwas, wie ich oben bei der Kellaway-Schlußteufe schon einmal feststellen mußte.

8) Das Bohrjournal gibt zwischen 267,0—298,8 m noch genauer Auskunft über die Sandstein-Einlagerungen als die aus dieser Tiefe nur knappen Proben. Wir lassen auch diese Angaben hier folgen:

267,0—281,5 m Hellgrauer Ton.
281,5—282,0 m Harter Sandstein.
282,0—287,1 m Rotbrauner Ton mit hellgrauen Streifen.
287,1—287,5 m Harter Sandstein.
287,5—298,8 m Rotbrauner und grauer Ton mit harten Schichten.

Die von 266 bis 343 m reichende, rund 75 bzw. 77 m[9]) mächtige Schichtenfolge dürfen wir wohl auch hier analog wie in Heilsberg für den Rhaet-Lias bedingungsweise in Anspruch nehmen. Wir haben auch hier einen Wechsel von fossilleeren Tonen und Sanden, die entsprechend der limnischen Entstehung mit örtlich wechselnden Verhältnissen ein petrographisch labileres Bild schufen. Wie weit das Fehlen der Toneisenstein-Knollen auf Kosten der Probenentnahme kommt — einige Lücken sind ja in dieser darin —, entzieht sich der Beurteilung.

Die Frage nach dem Vorhandensein von Rhaet-Lias ist schon bei der Heilsberger Bohrung (1908, S. 322 ff.) von mir besprochen worden.

Tornquist (1910, S. 41 f.) hat zwar hierin noch den Unteren Dogger und vielleicht Lias sehen wollen, ohne aber einen Beweis dafür zu geben und ohne auf die von mir betonte Analogie mit dem Bornholmer Rhaet-Lias einzugehen.

Jentzsch (1913, S. 16 ff) ist es dann später durch seine Untersuchungen der so wichtigen Posener Tiefbohrungen gelungen, diese Heilsberger Süßwasserfazies in der Schubiner Rhaet-Lias-Tafel nach Westen weiter zu verfolgen, vielleicht auch bei Hohensalza wiederzufinden.

Die Grenze zu den eigentlichen Purmallener Mergeln wurde mit dem Beginn der geschlossenen roten Tonmergel-Serie angesetzt.

Wie die Bohrprofile von Memel und Schmelz (Zellstoffabrik) ergeben, ist für dieses Gebiet das Vorhandensein von Rhaet-Lias nicht zu erweisen. Das Kellaway lagert vielmehr unmittelbar auf den sogenannten Purmallener Mergeln.

k) Unterer Buntsandstein

Wir lassen hier zunächst wieder das weitere Schichtenprofil folgen:

343,2—350,0 m	Mattroter Tonmergel in Bröckchen und Geröllchen mit hellgrünlichen, tonigen Mergelknöllchen dazwischen.
350,0—358,0 m	Dasselbe Gebröckel von hellfleischroter Farbe.
358,0—360,0 m	Etwas feiner im Korn. Die Tonmergel sind mehr dunkelrot. Alle Kernstücke zeigen horizontale Schichtung.
360,0—362,0 m	Bruchstücke von Kernen der feinschichtigen parallelen Schiefertone.
364,0 m	Eine schwarze Ganoiden-Schuppe darin.

9) Es ist hier hinsichtlich der genauen Grenze nochmal eine kleine Differenz festzustellen. In dem s. Z. an Ort und Stelle in Fächerkästen aufgestellten Bohrprofil war noch bei 267,0—268,0 m ein ziemlich grober Kies mit Schwefelkies, unter dem die Tone folgten. In den von Bieske später gesandten Proben beginnen die Tone schon bei 266,3 m.

365,0 m Zwei Bohrkerne 4 cm. Annähernd ebenflächig, schwach grünlichgrau, fein gebändert durch bräunliche Streifen, feinstkörniger, kalkiger, sandiger Schieferton mit einzelnen Einlagen feinen Sandes. Kleine, glänzende, schwarze Ganoid-Fischschuppen, Estherien und kleine Ostracoden. Mit Oolith-Körnern. Auf den Schichtflächen bräunlichgelber Belag mit kleinsten Glimmerblättchen. Auf einer Fläche flache Wellenfurchen.

366,0 m Bohrkern 9 cm. Mit feiner Bänderung, Schieferton aus grünlichgrauen und violett-grauen Schichten mit schwacher Wellung. Auf den Schichtflächen derselbe Belag wie oben. Ein paar vereinzelte kleine Ganoid-Fischschuppen.

367,0 m Bohrkern 6,5 cm. Grünlichgrauer, feinsandiger Schieferton mit flachen Wellenfurchen und Belag wie vorher.

Zahlreiche *Estheria albertii* Voltz. Einzelne Schichtflächen mit kleinen Ostracoden-Schälchen bedeckt. Einzelne kleine Ganoid-Schuppen.

367,5 m Kern 3 cm mit flacher Wellenfurchen-Oberfläche. Wellig gebänderte Schieferton-Wechselfolge von feinen, violetten, tonigen Schichten mit grünlichgrauen, tonigen und weißlichen, dünnen, sandigen Lagen schwankender Dicke. Braust lebhaft. Auf manchen Schichtflächen ein bräunlichgelblicher Belag mit kleinsten Glimmerblättchen. Zahlreiche einzelne Schichtflächen bedeckende kleine Ostracoden, eine *Estheria,* vereinzelte Ganoid-Schuppen.

368,0 m 13 cm Kern mit einer 3 cm Lage von schwachrötlich braungrauem kalkigem Sandstein, grünlichgraue Tongallen auf der einen Endfläche. Die Hauptmasse des Bohrkernes ist ein reiner, sehr klein- und gleichkörniger Oolith, weißgrau bis bräunlichgrau, konzentrisch-schalig. Das Bindemittel (kristalliner Kalkspat) ist gering, so daß die Körner dicht bei dicht liegen, aber doch eine Porosität übrig bleibt. Beim Auflösen in HCl bleibt ein feiner Quarzsand aus abgerollten Körnern, die Rutilnädelchen enthalten. Außerdem sind Mikroklin-Körner darin.

Fossilien scheinen zu fehlen.

369,0 m 14 cm Bohrkern, vorwiegend kleinkörniger, konzentrisch-schaliger, bräunlichgrauer Oolith mit einzelnen durch Zusammenwachsung größeren, unregelmäßigen Körnern. Ein paar kleine, steinmergelartige, grünlichgraue Linsen sind eingeschaltet.
Einzelne Ganoid-Schuppen.

370,0 m Bohrkern 17 cm. Derselbe Oolith mit Einlagen von gebändertem, feinsandigen Schieferton. An einem Ende des Kernes welliges, buntgebändertes, toniges Gestein.

Unter dem Mikroskop zeigen die Oolithe auch radialstrahlige Struktur. Beim Auflösen in HCl bleibt ein feiner Quarzsand aus abgerollten Körnern.

Ein paar Ganoid-Schuppen.

371,0 m — Bohrkern 12 cm. Grün, violett und weißlich gebändertes kalkiges Gestein aus dünnem, feinsandigem Schieferton und weißlichen, sandigen Lagen mit Glimmer bestehend. Der bräunlich-gelbe Belag auf einzelnen Schichtflächen wie oben.

Kleine wasserklare Kalkspatkristalle auf einer Ruschelfläche. Einzelne Ganoid-Schuppen.

372,0 m — Dasselbe Gestein mit mehreren *Estheria albertii* Voltz und einer schwarzen, glänzenden Ganoid-Schuppen-Spitze.

373,0 m — Bohrkern 10 cm. Ebenplattiger, lichtgrauer bis grünlichgrauer feinsandiger, glimmeriger Schieferton (dunkler) bis toniger Sandstein (heller), diese mit etwas größeren Glimmerschüppchen, mit HCl brausend.

375,0 m — 10 cm Kern. Lichtgrünlichgrauer, feinsandiger, dünnschichtig gebänderter, kalkhaltiger Schieferton. Bis fast papierdünn werdende, hellere, feinkörnige, glimmerhaltige Sandbänder. Mit einzelnen Tongallen. Ein paar *Estheria albertii* Voltz.

376,0 m — Kern 14 cm. Lichtgrünlicher, ebenplattiger, durch sandige Lagen gebänderter, feinsandiger Schieferton. In der Mitte eine dunkelgrüne Schicht ziemlich feinen Sandes. Mit zahlreichen kleinen Oolithkörnern. Auf toniger Schichtfläche ist *Estheria albertii* häufig. An ihren Seitenästen noch haftende Characeen-Früchte, Oogonien *(Gyrogonites)* fanden sich mehrfach.

377,0 m — Kern 6,5 cm. Vorwiegend lichtgrünlichgrauer — daneben auch einzelne helleberbraune Lagen — feinsandiger, horizontal-dünnschichtiger, gebänderter, kalkhaltiger, z. T. auch feinglimmeriger Schieferton. Die Bänderung wird durch feine, bräunliche, auch graue Sandlagen von wechselnder Korngröße bewirkt, in denen vorwiegend Muskovit, daneben auch nelkenbrauner Biotit enthalten ist. Vereinzelte bräunliche Tongalle. Einzelne Trockenrisse sind durch etwas gröberen Sand ausgefüllt mit bis hirsekorngroßen Quarz- und bräunlichen bis rötlichbraunen Oolitkörnern. *Estheria albertii* nicht selten, daneben ein paar Ostracoden.

378,0 m — 7 cm Kern. Dasselbe Gestein. Eine lichtgrünlichgraue Sandschicht ist ganz erfüllt von Oolith-Körnern. Ein Trockenriß-Kreuz läuft über die Schicht, in dessen Sandfüllung stecken Oolith-Körner und Glimmerblättchen.

379,0 m — 13 cm Kern. Feingebändertes Gestein mit vorwiegend lichtgrauen, Glimmer und Oolithkörner, auch Kaolin-Spuren führenden sandigen und grünlichen, bisweilen rötlichen tonigen Lagen. Ein paar rote Trockenrisse mit Oolith-Körnern.

380,0 m — 12 cm Kern. Hellbräunlicher bis schwach rötlicher, auch bisweilen grünlicher, feinkörniger Oolith mit viel Sandkörnern. Zahlreiche Oolithkörner mit Eindrücken, sehen aus wie getrocknete grüne Erbsen. Das Bindemittel ist kristalliner Kalkspat. Bei der Auflösung in HCl bleibt ein ziemlich feiner Quarzsand. In den Quarzkörnern z. T. Rutil-Nädelchen. Außerdem ziemlich viel Mikroklin.

Kleine Stücke eines Kernes von bräunlichrotem Tonmergel.

381,0 m Matt violettiges, braunrotes Tongestein, feinschichtig, kalkhaltig mit ein paar dünnen, schwach grünlichen und weißen, tonigen und sandigen, glimmerigen Einlagerungen.

384,0 m Kern 8 cm. Kleinkörniger, roter, konzentrisch-schaliger Oolith in einer grauweißen, kalkspätigen Grundmasse mit einzelnen, glasigen, größeren Körnern dazwischen. An der einen Endfläche ist der Oolith lichtgrün.

U. d. M. zeigen die Oolithe auch radialstrahlige Struktur.

385,0 m Kern 20 cm. An der oberen Endfläche der grüne Oolith in dünner Lage, sonst ein rotbrauner Tonmergel mit unregelmäßigen, lichtgrünlichgrauen, sandigtonigen Butzen.

387,0 m Kern 20 cm. An der einen Endfläche eine dünne Lage eines sehr feinkörnigen, lichtgrünlichen Oolithes, sonst braunrotes bis rotbraunes, toniges Mergelgestein.

388,0 m Kern 20 cm. Dasselbe Gestein mit hellen, streifigen Einlagerungen eines tonigen Sandsteins.

389,0 m Kern 30 cm. An der einen Endfläche dünne Lage eines sehr feinen, grünlichen Oolithes. Die Oolithbänkchen kehren mehrfach wieder. Sonst das braune Tongestein.

390,0 m Kern 40 cm. Mattrotbrauner Mergel (Farbe wie die des Älteren Roten Orthoceren-Kalkes) mit Oolith-Nestern, mit einem innen sandigen, weißen, schwach brausenden Butzen mit toniger, grünlicher Rinde.

391,0 m 50 cm Kern desselben Gesteins.

392,0 m 24 cm Kern, ebenso, etwas heller und sandiger.

393,0 m 37 cm Kern, ebenso.

394,0 m 47 cm Kern, ebenso.

395,0 m 18 cm Kern, dasselbe Gestein, aber noch heller, mehr weißliche, sandige Einlagerungen.

396,0 m 30 cm Kern. Mattbraunroter, feinsandiger, kalkhaltiger Tonmergel (wie oben), feinschichtig, scheckig durch einzelne weißliche, feinsandige kaolin- und glimmerhaltige Einlagerungen, die durch einzelne, kleine dunklere Tongallen marmoriert sind. Mit rotbraunem tonigen Material ausgefüllte Trockenrisse. Undeutliche Estherien. Mehrere gelbliche, glatte Ganoid-Schuppen.

397,0 m 16 cm Kern. Dasselbe Gestein, scheckig.

398,0 m 45 cm Kern. Dasselbe Gestein.

399,0 m 25 cm Kern. Dasselbe Gestein, doch mehr bläulichweiße, sandige Streifen, in denen bläulichgraue Tongallen.

400,0 m 44 cm Kern. Gelblich mattbraunrotes, feinsandig glimmeriges Tongestein mit kleinen, rotbraunen Tongallen. Großscheckig durch weißliche und grünliche feinsandige Butzen mit einzelnen grünen Tongallen. Im Sande zahlreiche, feine Kaolinkörnchen. 1 *Estheria albertii.*

Unter dem Rhaet-Lias folgt eine große Schichtenlücke, die von besonderem paläogeographischen Interesse ist. Abgesehen von den noch fraglich als Rhaet bezeichneten Schichten fehlt hier der Keuper und der ganze Muschelkalk sowie der Obere und Mittlere Buntsandstein.

Die baltische Geosynklinale war also schon in der Lias- und Rhaet-Zeit nicht mehr vorhanden. Land- und Küstenbildungen sind nur noch für diese Zeitabschnitte nachweisbar, während sie infolge weiter fortgeschrittener Hebung für den eigentlichen Keuper ganz ausfallen.

Das Muschelkalk-Meer hatte noch, wie die Bohrungen Schubin (Posen) und Gr. Zöllnig (Schlesien) gezeigt haben, ein über Posen nach Schlesien reichendes, zusammenhängendes Becken erfüllt. Wie weit dies nach Ostpreußen noch eingriff, läßt sich leider nicht sagen, da die beiden staatlichen Tiefbohrungen Heilsberg und Labiau I nicht tief genug hinuntergeführt worden sind. Das völlige Fehlen des Muschelkalkes in unserer Tilsiter Bohrung deutet darauf hin, daß der Ostrand dieses Meeres jedenfalls höchstens in der Mitte Ostpreußens noch zu erwarten ist.

Ähnliches gilt für den Röt, der auch in der Schubiner Bohrung in erheblicher Mächtigkeit durchörtert ist, dessen Transgression aber auch nur eine ähnlich gelagerte Ostgrenze in Ostpreußen erreicht haben dürfte wie der Muschelkalk.

Auch für das Vorhandensein von Mittlerem Buntsandstein haben wir in unserer Tilsiter Bohrung keinen Anhaltspunkt gefunden. Denn die sogenannten Purmallener Schichten von Jentzsch umfassen diesen nicht mehr, sondern beschränken sich nach oben, wie wir noch zeigen werden, nur auf den Unteren Buntsandstein.

Unter diesem Namen werden nach Jentzsch's Vorgange die vielfach rotbunten, meist kalkigen, tonigen und tonig-sandigen Schichten zusammengefaßt, die in einer Reihe von ostpreußischen und litauischen (Tauroggen, Kowno usw.) Bohrungen nachgewiesen sind. Ihre Auflösung und Zuteilung zur Trias und zum Perm ist aber seit der ersten, sie durchfahrenden Bohrung von Purmallen angebahnt und fortgeschritten.

Jentzsch hat dies bereits später (1913, S. 14) selbst schon getan, indem er den „Roten Ton" konkordant vom Oberen Buntsandstein überlagert sein läßt und so den zeitlichen Umfang der Purmallener Schichten schon etwas nach unten einschränkt.

Wir können auch in unserm Tilsiter Profil diese Aufteilung bis zum gewissen Grade weiter vornehmen.

Tornquist (1910, S. 32) hielt es s. Z. noch für nicht sehr wahrscheinlich, daß Trias-Schichten im mittleren und südlichen Ostpreußen vorhanden sind, weil die ersten Anzeichen von Muschelkalk erst erheblich westlich der Weichsel lägen. Nun, die Bohrung von Schubin hat diese Annahme entkräftet und unsere Tilsiter Bohrung tut das übrige.

Die Gründe, die uns veranlassen, den Schichtenkomplex von 343 bis 400 m zum Unteren Buntsandstein zu stellen, sind folgende. Es sind, abgesehen von den auch kleinkörnigen Oolithen, durchgehend feinstkörnige Sedimente (Schiefertone) mit wenigen feinsandigen Zwischenschaltungen, ausgezeichnet

durch Kalkgehalt. Die sich darin einschaltenden Oolithe bilden teils (5) Bänke, die zwischen 8 bis 17 cm Mächtigkeit liegen und innerhalb 368 bis 384 m auftreten, teils sind es auch nur Schnüre und Nester von Oolithkörnern in der Teufe von 377—389 m. Die Gesteinsentwicklung erinnert also an die des Unteren Buntsandsteins von Braunschweig und Hannover (Grupe 1909).

Gegenüber den Rogensteinbänken des mitteldeutschen su am Harzrande sind unsere Oolithe ausgesprochen konzentrisch schalig aufgebaut, zeigen aber im Dünnschliff auch radialstrahlige Struktur. Dolomitknauern und Anhydritknollen (R. Voss 1928), die sich sonst in den sogenannten Bröckelschiefern des Unteren Buntsandsteins finden, fehlen ebenso wie konglomeratische Lagen in unserem Tilsiter Profil.

Neben dem Gesteinscharakter ist auch der Fossil-Inhalt bezeichnend. Es sind das einmal die nicht besonders seltenen Ganoid-Schuppen einer glatten und einer skulptierten Form. Sodann ist das Vorkommen der *Estheria albertii* Voltz ebenfalls bezeichnend für die Schichtenfolge, innerhalb deren sie sich teils einzeln, teils zahlreich nachweisen ließ.

In der Teufe von 367 m ist ein interessantes Vorkommen von Ostracoden zu erwähnen. Zu Hunderten liegen die kleinen, länglich bohnenförmigen Schälchen auf einzelnen Schichtflächen schwarmartig verteilt. Eine nähere Bestimmung ist einstweilen noch nicht möglich.

Ein Nachstöbern in der Literatur ergab, daß aus dem Buntsandstein bisher keine solche Funde bekannt geworden sind. Wohl sind sie aus dem Keuper und aus dem Muschelkalk durch K. von Seebach schon lange (1857) erwähnt worden.

Da wollte es ein neckischer Zufall, daß mein Kollege Prof. Haack, dem ich meine Platten zeigte, mir aus dem Mittleren Buntsandstein von Schubin gleichartige Funde vorlegen konnte, über die er bisher noch nichts veröffentlicht hat, die er aber im westdeutschen Bereiche dann weiter verfolgen konnte. Es wird erst einer besonderen Untersuchung vorbehalten sein, die Herr Kummerow freundlichst übernommen hat, alle diese Funde genauer zu bestimmen. Es sind dies alles euryhaline Tierformen. Das Auftreten von Rogensteinkörnern in den Trockenrissen ist für die Frage der Entstehung dieser Ablagerung wichtig.

Als ein besonders bemerkenswerter Fossilfund aus unseren Schichten ist dann noch das Vorkommen von Characeen anzuführen, die sich in 376 m fanden. Herr Wicher hatte auf meine Bitte in dieser Lage das Gestein auf etwaige Sporen durchgeprüft. Solche fanden sich zwar nicht, wohl aber mehrere noch mit den Seitenästen in Zusammenhang stehende Characeen-Oogonien. Er hat in einer ganz kurzen vorläufigen Mitteilung (1938) auf das erstmalige Vorkommen dieser Pflanzen im Buntsandstein in Europa — die ältesten im Mesozoikum waren bisher aus dem Lias bekannt — und die Bedeutung für die Systematik und Stratigraphie hingewiesen und sie vorläufig als zur Gattung *Gyrogonites* gehörig bezeichnet. Die Größe der Oogonien ist rund 0,25 mm.

Nach dem auf Grund zahlreicher (251) Proben von Hess von Wichdorff bearbeiteten Profil der Zellstoffabrik Schmelz bei Memel (im Archiv der

Geologischen Landesanstalt) (Gagel 1925, S. 159) fehlt der Buntsandstein in diesem nördlichsten Teil von Ostpreußen. Unter dem Jura beginnt bei 114,75 m Tiefe alsbald eine als „Purmallener Schichten" bezeichnete Folge, die bis 245 m reicht. Es handelt sich in ihnen um die gleichen ziegelroten bis braunroten, bald festeren, bald weicheren, kalkhaltigen Tongesteine, wie wir sie in dem Tilsiter Profil als Obere Zechsteinletten angetroffen und bezeichnet haben.

1) Unterer Buntsandstein und Obere Zechsteinletten

401,0 m	50 cm Kern. Gelblich mattbraunrotes, feinsandig, glimmeriges Tongestein.
402,5 m	40 cm Kern. Dasselbe Gestein mit weißlicher Einlagerung.
403,0 m	43 cm Kern. Mattrotbraunes Tongestein mit einer (4 cm) nestartigen Einlagerung eines dolomitischen Kalkes.
404,0 m	10 + 10 cm Kern. Mattrotbraunes Tongestein mit Tongallen.
405,0 m	18 cm Kern. Dasselbe Gestein mit einer bläulichweißen dolomitischen Aderung. Braust schwach.
406,0 m	33 cm Kern. Mattrotbraunes Tongestein mit vielen Tongallen und weißlichen Adern und einzelnen grünen Flecken. Glimmerblättchen. Darin eine unregelmäßige Lage von großwarzigen, bienenkorbförmigen, schwach gelblichweißen Kalkspatdrusen, die z. T. mit einer dünnen Kappe von grünlichgrauem, sandigen Ton umgeben sind. In der äußeren Form an Stromaria erinnernd.
406,5 m	Dunkelbraunroter, hellbraunfleckiger mit Stich ins Gelbe, ungeschichteter, kalkhaltiger Letten (= Massiges Tongestein) mit punktförmigen, weißen Flecken des sandigen Gesteins, mit Ruschelfläche. Einstündiges Kochen in 1% NaOH ergab gelöst 0,72% SiO_2 und 0,17% Al_2O_3. Freie Tonerde ist demnach nicht vorhanden.
407,5 m	63 cm Kern desselben Gesteins, mattrotbraun. Auf Brüchen viele weiße Entfärbungsflecke. Braust lebhaft.
408,0 m	37 cm Kern. Hellmattrotes Tongestein.
409,0—414,0 m	Eine Anzahl kleiner, braunroter Brocken desselben Tongesteins, zum Teil mit weißen, rundlichen Entfärbungsflecken.
415,0 m	8 cm Kern. Dasselbe Gestein.
416,0 m	10 cm Kern. Dasselbe Gestein, hellmattrotbraun.
418,0 m	10 cm Kern. Dasselbe Gestein, aber weißfleckig.
419,0 m	17 cm Kern. Dasselbe Gestein hellmattbraunrot.
420,0 m	16 cm Kern. Dasselbe Gestein. Mattbraunrot scheckig, mit einzelnen weißen Flecken.

421,5 m 12 + 11 cm Kern.

a) Mattrotbraunes bis hellmattrotbraunes Tongestein;

b) lichtweißlichgrauer, kalkhaltiger Sandstein, an einem Ende grünlichgrau.

422,5 m 13 + 14 + 13 cm Kern. Mattrotbrauner bis hellmattrotbrauner Tonmergel mit weißen Flecken.

423,0 m 29 + 19 cm Kern. Desgleichen.

423,5 m 33 cm Kern. Hellmattrotbraun, scheckig, mit dunkleren Tongallen.

424,0 m 53 cm Kern. Desgleichen.

424,5 m 42 cm Kern. Hellmattrotbraun.

425,0 m 33 cm Kern. Braunrot mit weißen Flecken.

426,0 m 30 + 22 + 25 + 16 cm Kern. Matthellrotbrauner Tonmergel mit kleinen weißlichen Flecken mit Kalksandsteinbank.

427,0 m 27 cm Kern. Matthellrotes Tongestein mit grünlichen und weißen Fleckchen und einer Ruschelfläche.

428,0 m 23 cm Kern. Matthellrotbraunes Tongestein mit zum Teil etwas größeren, runden Flecken.

428,5 m 47 cm Kern. Mattrotbraunes Tongestein mit Bank (8 cm) eines grünlichgrauen, kalkhaltigen Tones und mit grünen Flecken.

429,0 m 30 cm Kern mit einer Bank (11 cm) des grünlichgrauen, tonigen Gesteins, sonst stark buntfleckiges, hellmattrotbraunes Tongestein.

429,5 m 33 cm Kern. Ziegelrot und dunkler, mit feinen grünlichen Flecken. An einem Ende der hellgrünlichgraue Tonmergel.

430,0 m 26 + 8 + 12 zm Kern.

a) Lichtgrünlichgrauer, kalkhaltiger, fetter Ton mit Ruschelfläche, an der das dunkelrotbraune, grünfleckige Tongestein angrenzt.

b) 26 cm. Weißlichgrauer Ton, etwas sandiger als vorher.

431,0 m 46 cm Kern. Ziegelrotes Tongestein mit feinen grünlichen Flecken. 13 cm Bank von lichtgrünlichgrauem, kalkhaltigen Ton.

431,5 m 17 cm Kern. Ziegelrotes Tongestein, stark kleinfleckig grünlich.

434,0 m 14 cm Kern. Desgl. etwas dunkler.

435,0 m 14 cm Kern. Desgl.

436,0 m 12 cm Kern. Desgl.

437,0 m 22 + 20 cm Kern.

a) Dunkelrotbraunes Tongestein mit größeren, rundlichen, grünlichen Flecken eines tonigen Sandes.

b) matthellbraunrotes Tongestein mit einzelnen Flecken.

438,0 m — 14 cm Kern. Mattrotbraunes Tongestein mit kleinen, grünlichen Flecken.

438,5 m — 28 cm Kern. Dunkelrotbraunes, tonigeres, kalkhaltiges, kleingrünfleckiges Tongestein mit Nest von hellgrünlichgrauem, kalkhaltigen Ton.

439,0 m — 10 + 32 cm Kern.

a) Ziegelrotes Tongestein mit vielen kleinen, grünlichen Flecken und grünlichgrauem Tonneste.

b) Hellmattrötlichbraunes Tongestein mit einzelnen, kleinen, grünlichen Flecken nach unten größer und zahlreicher werdend.

440,0 m — 49 cm Kern. Ziegelrotes Tongestein mit vielen dunkleren Tongallen und Adern von schwach grünlichweißem, tonigem Sand bis sandigem Ton mit einer Ruschel.

Am einen Ende ein grünlicher, feinsandig gebänderter Ton.

441,0 m — 35 cm Kern. Ziegelrotes, scheckiges Tongestein. Am einen Ende ein dünnes Bänkchen eines grünlichgrauen Tones.

441,5 m — 42 cm Kern. Matthellbraunrotes, marmoriertes Tongestein.

442,0 m — 74 + 13 cm Kern.

Schwach grünlichgraues, z. T. etwas sandiges, kalkhaltiges Tongestein mit einer großen diagonal durchsetzenden Ruschel, am unteren Kernende wieder braunrotes Gestein.

443,0 m — 54 cm Kern. Ziegelrotes und etwas dunkleres Tongestein mit grünlichen Flecken und einer Ruschelfläche.

Aus der nun folgenden Serie von 444—553 m schickte die Firma Bieske, da das ihr aus verschiedenen litauischen Bohrungen schon gut bekannte rote Tongestein anhielt, keine weiteren Bohrproben ein; nur für ein paar abweichende Vorkommen darin geschah eine Ausnahme. So sind noch mehrere Bohrkernstücke zur Untersuchung gelangt.

444,0 m — 54 cm Kern. Ziegelrotes Tongestein mit kleinen und größeren grünlichen Flecken und einer diagonalen Ruschelfläche.

489,0 m — Vier Brocken gebändertes Gestein, dünne grünliche Schiefertone mit dickeren, lichtgelblichen Lagen feinen, kalkhaltigen Sandsteines abwechselnd. Ein paar Gipseinsprengungen darin. Im Sandstein winzige Fischreste (Schüppchen).

Ein Kernstück desselben Gesteins mit einer tonbelegten Rutschfläche an einer Kluftausfüllung von hellem, spätigem Gips.

Rötlich gefärbte Außenfläche eines keilförmigen Gipsganges, der zwischen Salbändern von weißlichem Fasergips einen grobkristallinen, spätigen Gips einschließt, in der Gangmitte ein schwacher, rötlicher, toniger Belag.

503,0 m	Eine Einlagerung von feinkörnigem, lichtgelblichen, kalkhaltigen Sandstein.
523,0 m	Lichtgrünlichgrauer, steinmergelartiger Ton mit vereinzelten, winzigen Glimmerschüppchen, mit kleinen flachen Linsen eines hellen, feinen, weißlichen, Glimmer führenden Sandes.
545,0 m	Rotbraunes bis ziegelrotes, kalkhaltiges, massiges Tongestein, mit schwachem Gehalt an Feinsand, vereinzelten Glimmerschüppchen. Weißgesprenkelt durch Körnchen z. T. spätigen Gipses.
553,0 m	Kleine, unregelmäßig linsenförmige Kalkspat-Druse mit traubiger, drusiger Oberfläche und damit an eine Gipsdruse erinnernd (ob Pseudomorphose nach Gips?).

Die roten Tongesteine der eigentlichen sog. Purmallener Mergel, die von 400—553 m reichen, bilden eine Folge von weichen, mit härteren, kernfähigen abwechselnden Bänken. Sie sind petrographisch zwar eine Einheit, aber nicht hinsichtlich ihrer stratigraphischen Zugehörigkeit, wie wir noch sehen werden. Was zunächst die Mächtigkeit betrifft, so ist sie mit 153 m in Tilsit höher als in der klassischen ältesten Bohrung von Purmallen, wo sie nur 137 m mißt. Im Profil der Memeler Gasanstalt sind es bereits (nach Kaunhowen) 159 m. In der von Tornquist (1910, S. 24) mitgeteilten Bohrung von Polangen, unmittelbar nördlich von Nimmersatt, ist die Mächtigkeit mindestens 150 m (sie hat die Schichten nicht völlig durchsunken). Die in den Bohrungen von Kowno (Kaunas) unter dem Jura angetroffenen roten Tone mit Sandzwischenschichten, „die, nach Delle (1937, S. 353), äußerlich den Schichten ähnlich sind, die über dem Zechsteinkalk von Purmallen und Palanga [? Polangen] liegen", stellt Delle nicht mehr zu den Purmallener Mergeln, sondern ins Devon und die tieferen, karbonathaltigen Schichten mit Gips ins Silur.

Es würden demnach zwei verschiedene, äußerlich ähnliche Folgen von roten Tongesteinen hier im Osten zu unterscheiden sein, einmal unsere ostpreußischen roten Zechsteinletten und dann die roten Tongesteine des Devons in Lettland und Litauen usw.

Während wir also im Nordosten von Deutschland bisher nur eine nicht beträchtlich schwankende, nicht sehr große Mächtigkeit feststellen können, erreicht das rote Tongestein dann weiter im Westen in der Bohrung Schubin den hohen Betrag von 1248 m, eine phantastische Mächtigkeit, wie sie ja auch in Nordwestdeutschland mehrfach bekannt geworden ist.

Es ist übrigens Jentzsch (1913, S. 13) nicht gelungen, in dieser mächtigen Einheit eine Grenze zwischen Unterem Buntsandstein und Zechsteinletten zu finden.

Geschichtlich ist über die Altersauffassung unserer ostpreußischen Purmallener Mergel kurz noch folgendes zu sagen:

Die Stellung dieser Folge der roten, massigen Tongesteine ist von Grewingk (1878), von Jentzsch und Berendt (1882), von Jentzsch (1899, S. 274) als zur Trias gehörig bezeichnet worden. Später hat Jentzsch (1913, S. 13) sie dann auf Unteren Buntsandstein und Oberen Zechstein aufgeteilt.

Von Tornquist (1910, S. 30—31) wurden sie zum Oberen Zechstein gestellt.

Die Untersuchungen von Picard (1911) über den Unteren Buntsandstein der Mansfelder Mulde haben aber ergeben, daß gleichartige Gesteine dieses Gebietes noch zum Unteren Buntsandstein gehören und daß die Grenze desselben zu den roten Oberen Zechsteinletten, weil auch hier offenbar ein ganz allmählicher Übergang von einem zum anderen stattfindet, verschwimmt. Das Auftreten der Anhydrit-Knollen in der Liegenden Partie (Picard 1911, S. 607) ist auch nicht maßgebend, da sie in su_2 (Unterer Bröckelton) bis su_3 (Obere Schieferletten) vorkommen.

Analog ist es in unserem Falle, wo wir die hangende Partie der roten Tongesteine noch zum Unteren Buntsandstein rechnen müssen, ohne eine bestimmte Grenze zu den Zechsteinletten angeben zu können. Man wird also wohl, bis etwaige neue Bohrungen hier eine Klärung bringen sollten, es mit dieser von uns in der Überschrift angewandten Zusammenfassung bewenden lassen müssen.

Meine Altersdeutung der Purmallener Schichten als Unter-Buntsandstein + Zechsteinletten steht nun im Gegensatz zu dem neuerdings von F. Lotze (1936) im Anschluß an die Untersuchungen über das rote Salzgebirge von Lieth bei Elmshorn eingenommenen Standpunkt. Er kommt dabei auf die Gagel'sche Auffassung (1925) eines Rotliegenden Alters zurück. Diese stützte sich in der Hauptsache auf das angebliche Vorkommen von Porphyrtuffen in den nordwestdeutschen roten Tonmergeln, mit denen dann Gagel die gleichfarbigen Purmallener Schichten identifizierte. Die Porphyrtuffe haben sich aber als hinfällig erwiesen, im ostdeutschen Becken waren sie gar nicht erst behauptet worden.

Nun blieb für Gagel bei der Purmallener Frage nur die Fossilführung der kalkigen Schichtenfolge unter den Purmallener Mergeln. Diese war nach bisheriger Auffassung eine Fauna des Unteren Zechsteins (Speyer 1877), von deren 25 Arten Gagel (a. a. O., S. 163) 23 namhaft macht.

In dieser Fauna ist nun ein einziges — an keiner anderen ostbaltischen Stelle bisher wiedergefundenes — Exemplar von *Productus cancrini* de Vern. enthalten (Taf. 15, Fig. 3). Gagel hat nun geglaubt, in diesem Stück, einer halben, kleinen (Dorsal-) Klappe, den *Productus cancriniformis* Tschern. zu sehen. Wenn es sich wirklich um den echten, russischen *Productus cancriniformis* handelt — ich habe das Stück bisher noch nicht nachprüfen können, da mir Vergleichsmaterial fehlt —, so besagt dies eine einzige Stück inmitten einer regelrechten Zechsteinfauna noch nichts für ein Vorzechstein-Alter, sei es nun Artinsk oder Kungur. Auch der im Zechsteinkonglomerat so seltene *Productus cancrini* de Vern. gilt ja mit Recht nur als ein Fremdling in der übrigen Fauna-Gesellschaft, als ein Relikt des Permocarbons. Und so könnte auch dieser einzige, fragliche *cancriniformis* ebenfalls ein solches sein. Erinnern wir uns, daß *Productus*-Arten sonst immer in zahlreichen Exemplaren aufzutreten pflegen, so im Kohlenkalk von Wezel (Visé), von England und Irland, im Ober-Karbon und Permokarbon der Karnischen Alpen usw., so ist dies vereinzelte Vorkommen auffällig.

Gegenüber den nicht eindeutigen Lagerungsverhältnissen der roten, westdeutschen Schichtenfolge haben wir hier dagegen im Osten eine ungestörte, söhlige Lagerung, die eine regelmäßige Aufeinanderfolge gewährleistet.

Meine Auffassung der Hauptmasse dieser roten massigen Tongesteine als Obere Zechsteinletten stützt sich außer der erörterten Gesteinsbeschaffenheit auch auf die Fauna, die im Liegenden dieser großen Schichtenfolge sich findet.

Sie ist in der vorwiegend dolomitischen Gesteinsfolge in Purmallen schon von Grewingk (1878), Beyrich und Speyer (1877) als Fauna des Zechsteins bzw. Unteren Zechsteins nachgewiesen worden. Wenn auch nicht alle 25 Arten für die Bestimmung noch genügend gut erhalten sind, so bleiben doch genug als solche für die Beweisführung übrig.

Eine solche Zechsteinfauna hat sich später dann in der Bohrung Wasserwerk Memel III, wenn auch nur in vier Arten, aber dafür z. T. in um so mehr Individuen in einer rein kalkigen Fazies (Schaumkalk) wiedergefunden. Jentzsch (1916, S. 133) führt an:

Schizodus truncatus King.
Schizodus schlotheimi Gein.
Gervillia ceratophaga Schloth. (am häufigsten)
Astarte vallisneriana King.

(letztere ist allerdings zu streichen und dafür ist zu setzen *Schizodus* sp.)

Es kommt dazu noch *Polytropis helicina* Schloth.

m) Platten-Dolomit

von 553—559 m

Wir lassen zunächst das Schichtenprofil folgen, das bei 553 m mit einem bedeutsamen Schichtenwechsel einsetzt, indem an Stelle der mächtigen roten Tonfolge der Oberen Zechstein-Letten nunmehr Kalksteine und Dolomite treten.

553,0 m	Feinschichtiger, fester, kristalliner, schwachbräunlichgrauer Kalkstein mit einzelnen, ganz dünnen, dunkleren, feinsandig-tonigen Schichten. Kleine, sehr undeutliche Steinkern-Umrisse lassen sich etwa mit aufgeklappten *Schizodus*-Schalen vergleichen. Der Bohrkern zeigt ~ 30° Einfallen.
553,3 m	Bräunlichgrauer, dünnplattiger, ebenflächig spaltender, geschichteter, kristalliner, schwerer Kalkstein. Beim Zerschlagen schwach bituminös riechend. In der Quarzlampe kein Aufleuchten. U. d. M. kleinkörniger Kalkstein mit Neubildung von Kalkspat. Undeutliche Fossilumrisse.
553,6 m	Schwachbräunlichgrauer, plattiger, schwerer, feinkristalliner Kalkstein. Die trennenden Zwischenhäute sind feinsandig-tonig und glimmerig. Beim Anschlagen schwach bituminös riechend. In der Quarzlampe zeigen sich geringe Ölspuren (Braunfärbung). Die Chloroform-Reaktion ist negativ.
553,7 m	Dasselbe Gestein, Einfallen etwa 20—25°.
553,8 m	Dasselbe Gestein. Einfallen ~ 30°.

558,5 m Ein sogenannter „getanzter" Bohrkern. Fester braungrauer, feinkristalliner, kalkiger Dolomit, durch Klüfte zerrüttet (wohl eine Einsturzkluft infolge Salzauslaugung). Die Klüfte durch Anhydrit ausgefüllt und ausgeheilt. Der Anhydrit ist z. T. schon in Gips umgewandelt. Auf der größeren Kluft auch kleine gelbliche Kalkspat-Kristalle. Beim Anklopfen schwach bituminös riechend. In der Quarzlampe erfolgt ein Aufleuchten.

Diese Kalksteine und Dolomite erinnern in ihrem Aussehen sehr an den Platten-Dolomit des mitteldeutschen Zechsteins, nur daß hier in Tilsit die oberen Lagen aus Kalkstein bestehen und die Dolomite sich erst tiefer einstellen. Es sind feste, feinschichtige, kristalline, schwach bräunlichgraue und durch Schwere auffallende Gesteine. Die letztere Eigenschaft ließ vermuten, daß sie anhydrithaltig sind. Eine qualitative Prüfung ergab als Bestätigung einen nicht unerheblichen Gehalt an $CaSO_4$. Die Lage dieser Schichten unter den Oberen Zechsteinletten und ihre petrographische Verwandtschaft mit dem mitteldeutschen Platten-Dolomit veranlaßt uns, sie auch zu diesem als gleichaltrig zu stellen.

Die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit (6 m) unseres Plattendolomites liegt innerhalb der für ihn bekannten Schwankungsbreite. Während er z. B. in Hessen und Thüringen noch einen durchgehenden Horizont zwischen 8 und 25 m unter den Oberen Zechsteinletten bildet, zeigt er ein Ausklingen nach Norden im Südhannoverschen (Grupe 1909, S. 191). In der Wetterau und im Spessart fehlt er. In Niederschlesien, womit wir uns schon unserem ostpreußischen nähern, erreicht der Plattendolomit wieder 10 m Mächtigkeit. Damit ist also seine weitreichende Verbreitung im Südrand-Gebiete des Zechsteinbeckens gegeben.

Das Auftreten des Plattendolomites im Nordrandgebiete des Beckens deutet auch hier auf eine beginnende Verflachung desselben, wie Scupin (1928) dies für Schlesien vertritt, und zeigt eine Flachwasserbildung mit salinarem Charakter (Anhydrit) und ohne Fossilien an.

Soole ist übrigens im Plattendolomit in den beiden Bohrungen von Wilhelmshöhe bei Kassel erschrotet worden.

In dem schon früher (S. 410) angeführten Profil der Bohrung Zellstoffabrik Schmelz bei Memel ist das Liegende der Oberen Zechsteinletten — und gleiches gilt auch für Memel und Purmallen — anders ausgebildet als bei Tilsit. An Stelle der dichten, festen Gesteine unserer Plattendolomitstufe treten dort von 245—264 (Schlußtiefe) weiße, schaumigporige Kalksteine (Schaumkalk), denen einzelne rotbraune Lettenbänke zwischengelagert sind, die ihrerseits auch Kalksteinschnüre enthalten. Es werden auch keine Angaben über das Vorkommen von Anhydrit darin gemacht.

In dieser Stufe erfolgte in Schmelz bei 264 m Teufe der Ausbruch einer starken, artesischen Quelle mit 7200 cbm Tages-Schüttung. Eine Gleichstellung dieser Schichten mit den Plattendolomiten von Tilsit ist daher nicht angängig.

Auch in der Bohrung von Nischni Schansi bei Kowno ist nach Kaunhowen's Untersuchung (Gagel 1925, S. 179) das Liegende der Purmallener Mergel wieder anders als in den anderen genannten Bohrungen. Hier bilden hellgelbe, fossilfreie Sandsteine, die Gagel wohl mit Recht für devonische ansieht, das Liegende.

n) Zechstein

560,0—561,0 m 17 cm Bohrkern von lichtgrauem bis weißem, kristallinem Gips mit den restlichen Lagen von kleinen, hellweißgrauen Anhydrit-Linsen, die beim Bohren durch das Spülwasser konsolartig herausgeätzt sind. Sie liegen in der Richtung einer schräg einfallenden Schichtung, in der auch ein paar dünne Fetzen von rotem Letten sich finden. In einer Zone liegen auch unregelmäßige helle Kalksteinbrocken.

Das Ganze könnte man als eine durch Salzauslaugung bewirkte Einsturzzone deuten, wobei auch die gleiche Erscheinung in 558,5 m heranzuziehen ist.

562,0 m 13 + 18 cm Bohrkern. Hellbräunlichgrauer, fester Dolomit mit bläulichem Anhydrit wirr durchwachsen. In dem einen Kernstück ist der Dolomit, im anderen der Anhydrit vorwaltend. Die Chloroform-Reaktion war ergebnislos.

Das Einfallen der scheinbaren Schichtung ist 45—50°, also noch steiler als oben.

Ob örtliche Beeinflussung durch eine nahe Störung, auf die schon die in dieser Tiefe erfolgte Umwandlung des Anhydrits in Gips und das zunehmende Wasser hinweist oder durch Salzauslaugung bewirkter Einsturz?

563,0 m Leicht rötlich gefärbter, drusig-traubiger Gipsknollen von Anhydrit und grünlichgrauen Lettenfetzen durchwachsen.

Die Grenze des Plattendolomits nach unten ist schwer festzustellen, d. h. ob die Dolomite mit dem bläulichen Anhydrit noch zu ihm zu rechnen sind oder ob sie schon den Beginn einer neuen Zechsteinstufe anzeigen. Man könnte — mit Vorbehalt sei dies gesagt — in ihnen auch die unverritzten Tiefengesteine der sog. Rauchwacke sehen. Dann müßte allerdings der untere Teil der Oberen Zechsteinletten hier ausgefallen sein.

Wenn, wohin von unserer Seite bei der damaligen zuständigen Behörde leider erfolglos gedrängt wurde, ein paar Meter tiefer gebohrt worden wäre, hätte auch diese Frage neben der anderen des artesischen Wasserhorizontes unschwer sich entscheiden lassen.

Bei 564,0 m wurde die Bohrung leider, wie schon erwähnt, eingestellt. Die Wasserführung hatte zwar zugenommen und betrug zuletzt einen Liter in drei Sekunden. Das Wasser schmeckte leicht salzig. Eine Bestimmung des Salzgehaltes ist leider nicht erfolgt.

Dieser Salzgehalt ist nun nicht ohne weiteres zu erklären. Dr. Bieske neigte zu der Ansicht, daß er infolge Undichtigkeit der innersten Rohrtour aus den salzführenden Schichten von 230 m Tiefe seinen Ursprung nähme und daß in der Schlußtiefe der Bohrung Süßwasser vorhanden sei, das durch jene zusetzenden Wässer erst salzig geworden sei.

Eine andere, viel wahrscheinlichere Möglichkeit ist aber die, daß hier aus der Oberkante des Mittleren Zechsteins Salzauflösungen vor sich gegangen sind, worauf die oben erwähnten als Einsturz-Erscheinungen zu deutenden gestörten Lagerungsverhältnisse hinweisen, denen der Salzgehalt des Wassers entstammt. Daß dieser Salzgehalt aus der Tiefe stammt, wird ja um so

wahrscheinlicher, als auch in der öfter schon erwähnten Bohrung Purmallen mit ihrem starken artesischen Auftrieb ebenfalls ein schwacher Salzgehalt (Jentzsch 1876) nachgewiesen ist.

Zusammenfassung

Die Tiefbohrung Tilsit—Waldhof hat folgende Stratigraphie ergeben:

Postglazial	0— 9,7 m	(*Ancylus*- u. *Litorina*-Zeit)
Diluvium	9,7— 16,3 m	
Ober-Senon	16,3—117,9 m	
Cenoman	117,9—137,0 m	
Oxford	137,0—247,6 m	
Kellaway	247,6—266,3 m	
Rhaet-Lias	266,3—343,2 m	
Unterer Buntsandstein	343,2—400,0 m	= Purmallener Mergel
Unterer Buntsandstein + Obere Zechsteinletten	401,0—553,0 m	
Plattendolomit	553,0—559,0 m	
Zechstein	560,0—564,0 m	

Es werden Beiträge zur Fauna und Flora der einzelnen Stufen gegeben.

Das alte Profil der staatlichen Bohrung Labiau wurde erneut untersucht und ein eingehendes Schichtenprofil der Kreide aufgestellt.

Im Anschluß wurde eine Anzahl ostpreußischer Bohrungen kritisch durchgeprüft und ihr Schichtenprofil zum Teil berichtigt.

Schriften

Andersen, I. & Ødum, H.: Om Forekomsten af saltførende Aflejringer i Danmarks Undergrund. — Danm. geol. Undersög., II. R., No. 52. 1930.

Beurlen, K.: Zwei stratigraphisch wichtige Geschiebe (Jura und Kreide) aus dem ostpreußischen Diluvium. — Cbl. Min. usw., Jg. 1931, B, S. 145—160. Stuttgart 1931.

Boden, K.: Die Fauna des Unteren Oxford von Popilany in Litauen. — Geol. u. paläontol. Abh., N. F. **10**, 2. 1911.

Brinkmann, R.: Der Dogger und Oxford des Südbaltikums. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. 477—513. Berlin 1924.

Broitzen, F.: Vorläufiger Bericht über eine Foraminiferen-Fauna aus der schwedischen Schreibkreide (Mucronaten-Senon). — Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 1934.

Brückmann, R.: Die Foraminiferen des litauisch-kurischen Jura. — Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg, **45**. 1902.

Deecke, W.: Geologie von Pommern. — Berlin 1907.

Delle, N.: Devon-Ablagerungen der Niederung von Zemgale, des Gebietes der Augšzeme (Oberkurland) und Litauens. — Acta Univ. Latviensis, **2**, No. 5. Riga 1937.

Eisenack, A.: Mikrofossilien aus Doggergeschieben Ostpreußens. — Z. Geschiebeforsch. 1935.

Ernst, W.: Über das Perm von Lieth bei Elmshorn (Holstein) mit Bemerkungen über das Perm von Stade. — Mitt. min.-geol. Staatsinst. Hamburg, **12**. 1931.

Gagel, C.: Über die stratigraphische Stellung und die Beschaffenheit der roten Permschichten Norddeutschlands. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **46**, S. 124—180. Berlin 1926.

Gagel, C. & Kaunhowen, F.: Über ein Vorkommen von senoner Kreide in Ostpreußen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1899, **20**, S. 227—236. Berlin 1900.

Gothan, W.: Fossile Hölzer aus dem Bathonien von Russisch-Polen. — Verh. k. russ. min. Ges. St. Petersburg, II. Ser., **44**, S. 454. 1906.

Gregory, J. W.: Catalogue of the fossil Bryozoa. The Jurassic Bryozoa. — London 1896.

Grewingk, C.: Zur Kenntnis ostbaltischer Kreide und Tertiär-Gebilde. — Arch. Naturk. Liv-, Est- u. Kurland, I. Ser., **5**. 1872.

— : Das Bohrloch von Purmallen bei Memel. — Sber. naturf. Ges. Dorpat, **4**. 1875—1877.

Grönwall, K. & Milthers, V.: Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark. Kortbladet Bornholm. — 1916.

Grupe, O.: Über die Zechsteinformation und ihr Salzlager im Untergrunde des hannoverschen Eichsfeldes und angrenzenden Leinegebietes nach den neueren Bohrergebnissen. — Z. prakt. Geol., **17**, S. 185—205. 1909.

Haack, W.: Das Salzgebirge von Stade in Nordhannover ein Rotliegend-Zechstein-Salzstock. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56**, S. 672—711. Berlin 1936.

Hudleston, W. H.: British Jurassic Gastropoda. Part. I. Gasteropoda of the Inferior Oolite. — Palaeontogr. Soc. 1887—1896.

Jentzsch, A.: Die geognostische Durchforschung der Provinz Preußen im Jahre 1876. — Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg, **17**. 1876.

— : Beiträge zum Ausbaue der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. — Jb. k. preuß. geol. L.-A., 1884, S. 433—524. Berlin 1885.

— : Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreußen 1893—1895. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1896, **17**, S. 1—125. Berlin 1897.

— : Bericht über die Verwaltung des ostpreußischen Prov.-Museums, 1896 bis 1898. — Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg, **40**. 1899.

— : Der tiefere Untergrund Königsbergs mit Beziehung auf die Wasserversorgung der Stadt. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1899, **20**, S. 1—172. Berlin 1900.

Jentzsch, A.: Der vordiluviale Untergrund des Nordostdeutschen Flachlandes. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1899, **20**, S. 266—285. Berlin 1900.

— : Über die Nordostgrenze der deutschen Kreide. — Z. deutsch. geol. Ges., **61**, S. *406—410*. 1909.

— : Geologisches über Salzpflanzen des Norddeutschen Flachlandes. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1911, **32**, I, S. 487—493. Berlin 1913.

— : Vorlage von drei Bohrkernen aus Ost- und Westpreußen. — Z. deutsch. geol. Ges., **68**, 1916, S. *133—138*. Berlin 1917.

Jentzsch, A. & Berg, G.: Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. — Abh. k. preuß. geol. L.-A., N. F. **72**. 1913.

Karpinsky, A.: Die Trochilisken. — Mém. Com. géol. St. Petersbourg, N. S. **27**. 1906.

Kaunhowen, F.: Beobachtungen über Diluvium, Tertiär und Kreide in Ostpreußen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1907, **28**, S. 224—236. Berlin 1910.

Kokozýnska, B.: Sur la faune, les faciès et la stratigraphie du Cénomanien de la Podolie. — Bull. Serv. géol. Pologne, **6**, Lief. 3. 1931.

Krause, P. G.: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1908, **29**, S. 185—326. Berlin 1909.

Krenkel, E.: Die Kelloway-Fauna von Popilani in Westrußland. — Palaeontographica, **61**. Stuttgart 1915.

Laube, G. C.: Die Bivalven des Braunen Jura von Balin. — Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, **27**. 1867.

v. Linstow, O.: Die Verbreitung der Tatarischen Stufe in Westrußland und Deutschland sowie über den Charakter der Buntsandsteinformation. — Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg, **60**. 1919.

— : Über ostpreußische Soolquellen. — Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg, **64**. 1925.

Lotze, F.: Das rote Salzgebirge von Lieth bei Elmshorn unterpermisch. — Zbl. Min. usw., Jg. 1936, B, S. 177—191. Stuttgart 1936.

Maibaum: Wasserversorgung der Stadt Tilsit. — Gas- u. Wasserfach, **75**. 1932.

Malzahn, E.: Die deutschen Zechsteinbrachiopoden mit bes. Berücksichtigung der stammesgeschichtlichen Beziehungen von *Productus horridus* Sow. zu *Productus timanicus* Stuck. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **185**. Berlin 1937.

Morris, J. & Lycett, J.: A Monograph of the Mollusca from the Great Oolite. — Trans. paleontol. Soc. London 1853 u. 1854.

Nordmann, V. & Madsen, V.: Übersicht über die Geologie von Dänemark. — Danm. geol. Undersög., V. R., No. 4. 1928.

Paalzow, R.: Die Foraminiferen der *Parkinsoni*-Mergel von Heidenheim am Hahnenkamm. — Abh. naturhist. Ges. Nürnberg, **22**. 1922.

Peck, R.: The North American Trochiliscids, Paleozoic Charophyta. — J. Paleontol., **8**, Nr. 2. Manasha. Wis. 1934.

Philippi, E.: Beiträge zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier. II. Zur Stammesgeschichte der Pectiniden. — Z. deutsch. geol. Ges., **52**, 1900, S. 64 bis 117. Berlin 1900.

Picard, E.: Über den Unteren Buntsandstein der Mansfelder Mulde und seine Fossilien. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1909, **30**, I, S. 576—622. Berlin 1911.

Polutoff, N.: Über Mittelkreide und Tertiär in der Tiefbohrung Sieletz nebst Beschreibung der mittelkretazischen Fauna. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **155**. 1933.

Quenstedt, A.: Der Jura. — Tübingen 1858.

— : Handbuch der Petrefaktenkunde. — 3. Aufl. Tübingen 1885.

Ravn, J. P. J.: Kridtaflejringerne paa Bornholms Sydvestkust. I. Cenomanet. — Danm. geol. Undersög., II. R., No. 30. 1916.

— : Om Kridtaflejringe paa Bornholms Sydvestkust. — Meddelel. dansk. geol. Foren., **5**, No. 2. 1916.

Reuss, A. E.: Die Bryozoen, Anthozoen und Spongiarien des braunen Jura von Balin bei Krakau. — Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, **27**. 1867.

Richter, K.: Horizontbestimmung von Oberkreidegeschieben mittels Foraminiferenstatistik. — Frankf. Beitr. Geschiebeforsch., Beih. z. Geschiebeforsch., S. 20—28. Leipzig 1935.

Schellwien, E.: Der litauisch-kurische Jura und die ostpreußischen Geschiebe. — N. Jb. Min. usw., Jg. 1894, II, S. 207—227. Stuttgart 1894.

Scupin, H.: Das Vorkommen des Plattendolomits im niederschlesischen Zechstein. — Z. deutsch. geol. Ges., **69**, 1917, S. *104—121*. Berlin 1918.

— : Die Beziehungen des ostbaltischen zum deutschen Zechstein. — Cbl. Min. usw., Jg. 1928, B, S. 228—235. Stuttgart 1928.

v. Seebach, K.: Entomostraceen aus der Trias Thüringens. — Z. deutsch. geol. Ges., **9**, S. 193—206. 1857.

v. Siemiradzki, J.: Die stratigraphischen Verhältnisse der oberen Kreide in Polen. — Annu. géol. et min. Russie, **5**. 1901—1902.

Sonntag, P.: Geologie von Westpreußen. — Berlin 1919.

Speyer, O.: Vorlage von paläontologischem Material aus dem Bohrloche zu Purmallen. — Z. deutsch. geol. Ges., **29**, 1877, S. 423. Berlin 1877.

Stoll, E.: Die Brachiopoden und Mollusken der Pommerschen Doggergeschiebe. — Beih. Z. Geschiebeforsch. u. Abh. geol.-paläontol. Inst. Univ. Greifswald, Nr. 13. Greifswald 1934.

Sujkowsky, Z.: Étude petrographique du Crétacé de Pologne. — Bull. Serv. géol. Pologne, **6**, Lief. 3. 1931.

Tokarski, J.: Über cenomane Phosphatlagerstätten im Dnjestrgebiet des polnischen Podoliens. — Tschermak's-min. u. petrogr. Mitt., N. F. **38**, S. 599—609. Wien 1925.

Tornquist, A.: Geologie von Ostpreußen. — Berlin 1910.

Trautschold, H.: Couche jurassique de Galiowa. — Bull. Soc. Naturalistes Moscou. 1860.

Tschernyschew, Th.: Die oberkarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan. — Mém. Com. géol., **16**, Nr. 2. St. Petersbourg 1902.

Uhlig, V.: Über Foraminiferen aus dem rjäsanischen Ornatentone. — Jb. k. k. geol. R.-A., **33**. Wien 1883.

Voss, R.: Die palaeogeographische Verbreitung des Rogensteins im deutschen Unteren Buntsandstein. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **107**. Berlin 1928.

Wetzel, W.: Zur Stratigraphie der Jura-Ablagerungen von Popilani. — Cbl. Min. usw., Jg. 1919, S. 122—128. Stuttgart 1919.

Wicher, C. A.: Neues aus der angewandten Mikropaläontologie (Buntsandstein, Senon, Tertiär). — Petroleum, **34**, Nr. 33. 1938.

Wišniowski, T.: Die mikroskopische Fauna der Ornaten-Tone in den Umgebungen von Krakau. — Anz. Akad. Wiss. Krakau 1890.

Zeise, O. & Wolff, W.: Der Boden Westpreußens. — Beitr. Landesk. Westpreußens. Danzig 1905.

Urschrift eingegangen am 21. September 1938

Druckauftrag erteilt am 11. April 1939

Zur Kenntnis von *Pericleites* RENZ und verwandter paläozoischer Ammoneen

Von OTTO H. SCHINDEWOLF, Berlin

17 Abbildungen

Inhalt

Seite

I. Einleitung 423
II. Über *Pericleites* RENZ 425
III. Über eine Goniatiten-Faunula des Naßfeld-Karbons 431
IV. Über die systematische Stellung von *Pericleites, Proshumardites* und verwandter Gattungen 434
V. Zusammenfassung 451
VI. Schriften 451

I. Einleitung

D. M. RAUSER-TSCHERNOOUSSOVA beschrieb im Jahre 1928 eine neue Ammoneen-Gattung *Proshumardites* mit der einzigen Art *Pr. karpinskyi* RAUS. aus dem Karbon von Ferghana. Sie zeichnet sich durch eine beginnende Dreiteilung des Laterallobus aus und ähnelt in dieser Beziehung der Gattung *Shumardites* SMITH, bei der indessen die Aufspaltung des Laterallobus weiter fortgeschritten und die Gesamtlobenlinie höher differenziert ist. *Proshumardites* wurde daraufhin als eine wahrscheinliche Stammform von *Shumardites* aufgefaßt.

In meiner Besprechung der Arbeit von RAUSER-TSCHERNOOUSSOVA (N. Jb. Min. usw., Ref., III, S. 107, 1930) bemerkte ich, daß *Proshumardites* wohl mit *Pericleites* RENZ zusammenfalle, einer zweifellos selbständigen Gattung, die von C. RENZ 1910 als Subgenus von *Paralegoceras* begründet wurde. Bei einer späteren Gelegenheit (1934, S. 184, Fußnote 7) äußerte ich mich in ähnlichem Sinne:

> „*Proshumardites* RAUSER-TSCHERNOOUSSOVA (1928, S. 165) ist sehr nahe verwandt mit *Pericleites* RENZ (1910, S. 464) aus dem Oberkarbon Griechenlands. Die Differenzierungshöhe der Lobenlinie ist in beiden Fällen etwa die gleiche, wenn man berücksichtigt, daß das von RENZ untersuchte Exemplar über die doppelte bzw. fast die dreifache Größe besitzt wie die beiden von RAUSER-TSCHERNOOUSSOVA abgebildeten Exemplare. Der einzige Unterschied scheint zu sein, daß *Proshumardites karpinskyi* kräftige Spiralskulptur, *Pericleites atticus* RENZ dagegen nur Querskulptur trägt. Ob dieses Merkmal zur Gattungstrennung ausreicht, ist wohl etwas zweifelhaft."

A. K. Miller & L. M. Cline (1934 a, S. 183) sind mit Berufung auf mich dieser Auffassung beigetreten.

Widerspruch dagegen ist jüngst von V. E. Ružencev (1936, S. 1083) und G. Delépine in Delépine & Menchikoff (1937, S. 79) erhoben worden. Delépine glaubte an Hand eines nicht ganz einwandfrei nach Renz wiedergegebenen Lobenbildes zeigen zu können, daß die Lobenlinie von *Pericleites* ihrer Entstehung nach völlig verschieden sei von der bei *Proshumardites*. Diese beiden Gattungen hätten infolgedessen nichts miteinander zu tun. Eine Entscheidung zwischen den widerstreitenden Auffassungen konnte nur eine Neuuntersuchung des Originals von *Pericleites* bringen, und ich habe Herrn Prof. C. Renz wärmstens dafür zu danken, daß er mir dieses freundlichst aus seiner Privatsammlung zur Verfügung stellte. Über die Ergebnisse meiner Nachuntersuchung wird im folgenden berichtet.

Daran knüpfe ich einige Bemerkungen über eine kleine Goniatiten-Fauna des Naßfeldes in den Karnischen Alpen. Im Jahre 1934 übergab mir der inzwischen leider verstorbene Dr. W. Reichardt-Jena drei kleine verkieste Goniatiten zur Bestimmung, die er in hochoberkarbonischen Schichten (Stefan bzw. höchstes Westfal D) des Crocce Pizzul im italienischen Anteil der Karnischen Alpen gesammelt hatte. Unter diesen sehr bemerkenswerten Funden glaubte ich die Gattung *Pericleites* bzw. *Proshumardites* zu erkennen; eines der Stücke stimmt in der Gehäusegestalt und äußeren Lobenlinie vollkommen mit *Proshumardites* überein. Da nach den Angaben von H. Schmidt (1931, S. 62) *Proshumardites* stefanisches Alter haben soll und ebenso *Pericleites* nach C. Renz dem Oberkarbon entstammt, trug ich keine Bedenken, das betreffende Stück, das im übrigen von *Proshumardites karpinskyi* artlich verschieden ist, trotz seiner Kleinheit als *Pericleites (Proshumardites)* n. sp. zu bezeichnen (vgl. Reichardt 1937, S. 941).

Nach Abgabe meiner Bestimmung erschien eine wichtige Arbeit von V. N. Krestovnikoff (1935), in der eine Fauna mit *Proshumardites karpinskyi* Raus. aus dem Südural in das mittlere Namur, die Zone IV β H. Schmidt's gestellt wird. Ferner berichteten jüngst G. Delépine & N. Menchikoff (1937) über eine ähnliche Fauna mit *Proshumardites „karpinskyi"* von Haci Diab an der algerisch-marokkanischen Grenze. Auf Grund der Begleitfauna wird der betreffenden *Proshumardites*-Art tiefnamurisches Alter zugeschrieben. Die stratigraphische Datierung von *Proshumardites* als namurisch muß damit offenbar als gesichert gelten.

Andererseits steht an Hand der begleitenden Flora das hochoberkarbonische Alter der kleinen Naßfeld-Fauna fest. Da jedoch kaum anzunehmen ist, daß die eigenartig spezialisierte Gattung *Proshumardites* eine stratigraphische Reichweite vom tieferen Namur bis zum Stefan hat, erscheint es wünschenswert, die Stücke vom Naßfeld im Lichte der inzwischen erlangten Fortschritte nochmals zu überprüfen. Die Möglichkeit dazu verdanke ich Herrn Prof. L. Rüger, der die Güte hatte, mir das Material aus dem Geologischen Institut Jena nochmals zuzusenden.

Endlich haben wir uns mit der phylogenetischen und systematischen Stellung der Gattungen *Pericleites, Proshumardites* und verwandter Formengruppen zu beschäftigen, soweit das auf Grund der gegenwärtigen Kenntnis möglich ist. V. E. Ružencev (1936, S. 1082, 1087) betrachtete sie als in-

certae sedis. Ein derartiger Verzicht erscheint mir nicht mehr erforderlich. Andererseits sind jüngst von F. B. Plummer & G. Scott (1937) hinsichtlich dieser Formen stammesgeschichtliche und darauf aufbauend systematische Auffassungen geäußert worden, die m. E. dem Material in keiner Weise gerecht werden und zu einer Stellungnahme herausfordern.

II. Über *Pericleites* Renz

Pericleites wurde von C. Renz (1910, S. 464) als eine „Gruppe" der Gattung *Paralegoceras* Hyatt aufgestellt und damit taxonomisch als Subgenus bewertet. Wie im folgenden gezeigt wird, ist *Pericleites* nicht mit *Paralegoceras* verwandt, sondern als selbständige Gattung einer durchaus verschiedenen Formengruppe zu betrachten. Die einzige Art und mithin der Genotyp ist *Pericleites atticus* Renz [= *Paralegoceras (Pericleites) atticum* Renz, 1910, S. 464, Taf. 18, Fig. 5]. Diese Art ist wiederum nur durch ein einziges Stück aus „dem durch Fusulinen und Korallen gekennzeichneten Oberkarbon Attikas (Hagia Triada am Südhang des Beletsi)" vertreten.

Das bis ans Ende gekammerte Exemplar besitzt einen Durchmesser von 62 mm und eine größte Dicke von etwa 32 mm. Leider ist es nicht besonders gut erhalten. Einige Teile fehlen, der vorhandene Gehäuseabschnitt ist in einzelne gegeneinander verworfene Schollen zerbrochen, und ein Schalenstück dieses oder eines anderen Goniatiten ist quer in das Gehäuse hineingeschoben. Genaue Maßangaben lassen sich infolgedessen nicht machen. Es ist jedoch möglich, eine Rekonstruktion des Gehäusequerschnittes (Abb. 1 a) zu geben, die mit praktisch ausreichender Genauigkeit die ursprünglichen Formverhältnisse veranschaulicht. Hinsichtlich der Seitenansicht können wir auf die Abbildung bei Renz bzw. deren verkleinerte Wiedergabe bei A. K. Miller & L. M. Cline (1934 a, Taf. 28, Fig. 37) verweisen.

Das Gehäuse ist dick scheibenförmig mit gewölbten Flanken, die kontinuierlich in die breit gerundete Externseite übergehen. Der vorletzte Umgang erscheint relativ etwas dicker als der letzte, seine Externseite ist noch breiter gewölbt. Der Nabel ist offenbar geschlossen, zum mindesten sehr eng; die Windungen zeigen an seiner Stelle eine leichte trichterförmige Einsenkung. Die Skulptur besteht aus kräftigen, weit stehenden, lamellösen Anwachsstreifen, die auf den Flanken einen breiten, flachen Vorsprung bilden und auf der Externseite zu einem ebenfalls flachen und breit gerundeten Sinus zurückspringen. Spiralskulptur und Rippen fehlen.

Die äußere Lobenlinie ist in Abb. 1 b wiedergegeben. Zwischen dem hohen, breit gerundeten Sattel neben dem Nabel und dem extrem hoch herausgehobenen, spitz zulaufenden Externsattel liegt auf den Flanken eine Gruppe von drei Loben, die durch zwei verhältnismäßig niedrige, schmale, gerundete Sättel voneinander geschieden sind. Der mittlere dieser Loben ist der tiefste und gleich den beiden seitlichen an seiner Basis zugespitzt. Dasselbe gilt für die beiden Äste des tiefen, breiten Externlobus. Auf der Mitte der Externseite befindet sich ein schmaler, hoch aufsteigender Mediansattel, der durch einen kurzen, spitzen Medianlobus geteilt ist. An stärker abgeschliffenen Stellen der Steinkernoberfläche ist der Medianlobus an seiner Basis geöffnet; der Sipho liegt also hart an der Externseite.

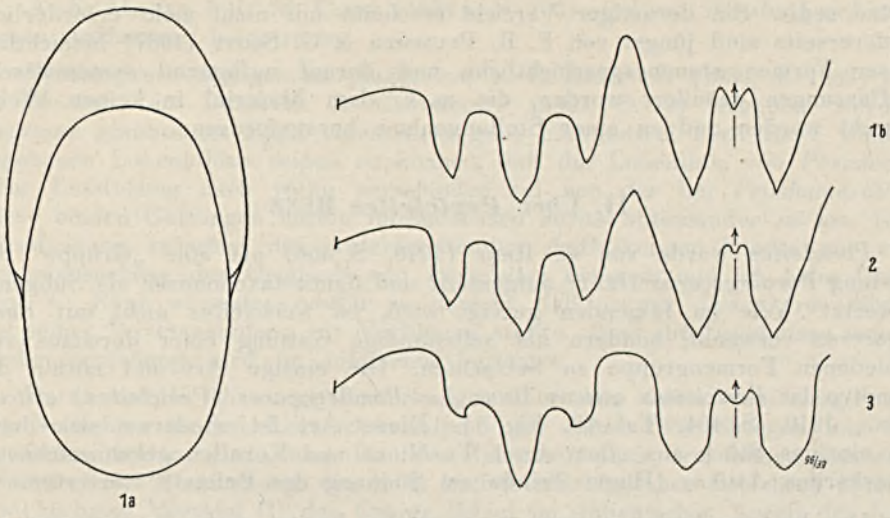


Abb. 1. *Pericleites atticus* Renz. Holotyp. Oberkarbon, Hagia Triada, Attika. Orig. in der Sammlung Prof. Renz. — 1 a: Stirnansicht, 1×; 1 b: Lobenlinie bei etwa 55 mm Durchmesser, vergr.

Abb. 2. Lobenlinie von *Proshumardites delépinei* n. sp., vergr., kombiniert nach G. Delépine in Delépine & Menchikoff (1937, Taf. 5, Fig. 1—5)

Abb. 3. Lobenlinie von *Proshumardites karpinskyi* Raus., vergr., nach Rauser-Tschernooussova (1928, Abb. 1)

Ein Vergleich dieser Lobenlinie mit der von *Proshumardites karpinskyi* Raus., wie D. M. Rauser-Tschernooussova (1928, S. 166, Abb. 1; vgl. unsere Wiedergabe in Abb. 3) sie dargestellt hat, zeigt auf den ersten Blick eine grundsätzliche Übereinstimmung beider. Obwohl die ontogenetische Entwicklung der Lobenlinie von *Pericleites* nicht bekannt ist, läßt sich unter Heranziehung der Lobenentwicklung von *Proshumardites karpinskyi* (Abb. 4 a, b) für die drei auf den Flanken gelegenen Loben mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit erschließen, daß sie durch Teilung eines ursprünglich einheitlichen Laterallobus entstanden sind.

Eine andere Deutung ist gar nicht möglich. Der dorsale der drei Loben liegt so weit ab von der Naht und ist von dem dort vorhandenen Umbilikallobus durch einen derart breiten, hohen Sattel getrennt, daß er nicht gut als weiterer Umbilikallobus aufgefaßt werden kann. Andererseits hat der ventrale der Loben eine so tiefe Lage im Vergleich zu dem hoch herausgehobenen Externsattel, daß er nicht als Adventivlobus gelten kann. Vor allem aber der Umstand, daß die drei Loben ein einheitliches Aggregat bilden, das tief zwischen zwei hohen Sätteln eingesenkt und in sich nur durch niedrige Sättel gegliedert ist, spricht eindeutig dafür, daß hier eine Teilung des Laterallobus durch Aufwölbung von zwei Sätteln vorliegt.

Pericleites zeigt also den gleichen Typus der Lobenentwicklung wie *Proshumardites*. Daß bei ihm die Sättel, welche die seitlichen Teilstücke

des Laterallobus abtrennen, höher sind als bei *Proshumardites karpinskyi*, kann nicht überraschen, da das vorliegende Exemplar von *Pericleites atticus* mehr als doppelt so groß ist wie die größten der von Rauser-Tschernooussova beschriebenen Stücke von *Proshumardites karpinskyi*. Auch die Zuspitzung des Externsattels sowie die zu einer langen Spitze ausgezogenen schmalen Äste des Externlobus zeigen an, daß die Lobenlinie von *Pericleites* im ganzen etwas differenzierter ist als die von *Proshumardites karpinskyi*, was einer-

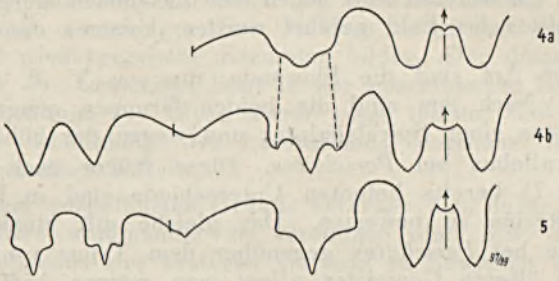


Abb. 4—5. Lobenlinien von *Proshumardites* und *Neoshumardites*. — 4a: Jugend-, 4b: Altersstadium von *Proshumardites karpinskyi* Raus. — 5: *Neoshumardites triceps* Ruž.

Nach Rauser-Tschernooussova (1928) und V. E. Ružencev (1936)

seits mit dem höheren individuellen Alter des Stückes, andererseits mit seinem jüngeren geologischen Alter zusammenhängen mag. Das aber sind lediglich graduelle Unterschiede.

Meine frühere Annahme naher Beziehungen zwischen *Pericleites* und *Proshumardites*, die sich auf die Abbildungen von Renz gründete, ist also durch die Untersuchung des Originals voll bestätigt worden. Das Stück zeigt deutlicher noch, als es diese Abbildungen zum Ausdruck bringen, die Zusammengehörigkeit der drei lateralen Loben zu einem einheitlichen Komplex. C. Renz hatte in seiner Abb. 4 auf S. 465 einen schwarz angelegten Interseptalraum dargestellt, dessen untere Grenzlinie einigermaßen naturgetreu ist, während die ihn nach oben begrenzende Lobenlinie die Proportionen der Loben und Sättel nicht richtig wiedergibt.

Diese verzerrte Lobenlinie wurde von G. Delépine (1937, Abb. 5, S. 79) noch weiter verzeichnet, und aus dem so entstandenen völlig unnatürlichen Bilde zog er alsdann den Schluß, daß die drei Loben auf den Flanken von *Pericleites* nicht durch Teilung des Laterallobus entstanden seien. Die Verhältnisse seien vielmehr so zu deuten, daß „à deux lobes latéraux normaux vient s'ajouter par redoublement du lobe externe, un lobe adventice qui n'est pas un élément ferme de la suture". Ich habe diese Auslegung wörtlich zitiert, da sie ebenso eigenartig wie irrig ist. Daß der ventrale der drei Seitenloben nicht als Adventivlobus gedeutet werden kann, wurde oben bereits betont. Der tatsächliche Verlauf der Lobenlinie spricht vielmehr offensichtlich für die gleiche Entstehungsweise der Loben wie bei *Proshumardites*, was auch Delépine nicht verkannt haben würde, hätte ihm das Stück vorgelegen.

Beziehungen zu *Paralegoceras* Hyatt, wie C. Renz und ihm folgend G. Delépine annahmen, bestehen mithin nicht. Bei *Paralegoceras* findet die Lobenvermehrung nicht durch eine Lobenteilung, sondern durch Sattelspaltung statt, also auf einem grundsätzlich verschiedenen entwicklungsgeschichtlichen Wege. Der bei *Paralegoceras* dorsal vom Laterallobus gelegene Lobus ist ein durch Sattelspaltung entstandener zweiter Umbilikallobus und nicht ein Teilprodukt des Laterallobus.

Die Gründe, die von Delépine gegen eine Zusammenlegung von *Pericleites* und *Proshumardites* ins Feld geführt wurden, kommen damit in Fortfall.

Von anderer Art sind die Einwände, die von V. E. Ružencev (1936, S. 1083) erhob. Nach ihm sind die beiden Gruppen generisch zu trennen wegen des Fehlens einer Spiralskulptur und wegen der höheren Differenzierung des Laterallobus bei *Pericleites*. Diese früher auch von mir (1934, S. 184, Fußnote 7) bereits betonten Unterschiede sind m. E. an sich nicht als Gattungskriterien zu bewerten. Das gleiche gilt hinsichtlich der Einschnürungen, die bei *Pericleites* gegenüber dem Typus von *Proshumardites* fehlen. Bei den älteren Goniatiten pflegt man, meiner Auffassung nach mit Recht, Formen mit und ohne Spiralskulptur, mit und ohne Einschnürungen in einer und derselben Gattung zu vereinigen. Ebenso zählt man beispielsweise auch zu der Gattung *Agathiceras* Gemm., für welche die Spiralstreifung in hohem Maße bezeichnend ist, einen Vertreter (*A. martini* Han.) ohne Spiralskulptur.

Die Lobenlinie angehend, hebt Ružencev hervor, daß bei *Proshumardites karpinskỵi* die Teilung des Laterallobus bei einem Durchmesser von 30 mm noch wenig ausgeprägt sei. Die beiden Seitenäste seien nur schwach entwickelt, während sie bei *Pericleites* einen höheren Selbständigkeitsgrad erreicht haben und durch stärker herausgehobene Sättel von dem mittleren Lobus abgegliedert seien. Auch darauf kann ein generischer Schnitt nicht begründet werden. Das könnte lediglich ein Artunterschied sein, besonders wenn man berücksichtigt, daß *Pericleites atticus* über die doppelte Größe der bisher vorliegenden Vertreter von *Proshumardites karpinskỵi* erreicht.

Es kommt ferner hinzu, daß G. Delépine (in Delépine & Menchikoff, 1937, S. 78, Abb. 4, Taf. 5, Fig. 1—5) jüngst als *Proshumardites karpinskỵi* eine Form von Haci Diab beschrieben hat, die sich von der typischen russischen Art durch eine erheblich höhere Differenzierung des Laterallobus unterscheidet.

Bei gleicher oder selbst bereits bei erheblich geringerer Größe ist die Dreiteilung des Laterallobus bei der afrikanischen Form wesentlich über den Zustand bei *karpinskỵi* hinausentwickelt (vgl. Abb. 2 u. 3). Die Seitenäste des Laterallobus stellen sich hier als tief eingesenkte und schon fast vollkommen verselbständigte Loben dar, die durch hohe Sättel von dem Mittelstück getrennt sind, und zwar zeigen das sämtliche der von Delépine vorgelegten Stücke. Ferner scheint, soweit die photographischen Tafelfiguren ersehen lassen, der Externsattel sehr hoch herausgehoben und zugespitzt zu sein, wenngleich er in der von Delépine gezeichneten Textabbildung gerundet dargestellt ist. In allen diesen Beziehungen ähnelt die äußere Lobenlinie

der afrikanischen Form weit mehr der von *Pericleites atticus* als der von *Proshumardites karpinskyi* (vgl. Abb. 1 b — 3).[1])

Leider ist von Delépine die innere Lobenlinie nicht untersucht worden, die, wie wir sogleich sehen werden, von großer Bedeutung für diese Formen ist. Wegen des Vorhandenseins von Spiralskulptur (sowie auf Grund des geologischen Alters) wird man aber wohl einstweilen an der Gattungsbestimmung als *Proshumardites* festhalten können. Zweifellos liegt jedoch eine selbständige Art vor, für die ich die Bezeichnung *Proshumardites delépinei* n. sp. vorschlage. Den Holotyp möge das von Delépine auf Taf. 5, Fig. 2—3 wiedergegebene Exemplar bilden. Der diagnostische Unterschied gegenüber *Pr. karpinskyi* liegt in der geschilderten höheren Differenzierung der Lobenlinie. — Diese Form zeigt mithin, daß eine derartige *Pericleites*-artige Ausbildung des Laterallobus durchaus im Rahmen der Gattung *Proshumardites* auftritt.

Alle die bisher vorgeführten Gründe sprechen also dafür, daß *Pericleites* und *Proshumardites* miteinander zu vereinigen sind bzw. daß *Proshumardites* nur als Subgenus der ersteren Gattung zu bewerten ist, wie ich das seinerzeit getan hatte.

Nun aber sind inzwischen zwei bedeutsame Feststellungen getroffen worden, die mich zu einer abweichenden Stellungnahme veranlassen. V. E. Ružencev (1936, Abb. 5 d, S. 1083) bildete die bisher unbekannte innere Lobenlinie von *Proshumardites* ab, die einen einspitzigen Innenlobus und einen ebensolchen ersten Umbilikallobus zeigt (vgl. Abb. 4 b). Gleichzeitig stellte er eine neue Gattung *Neoshumardites* aus dem Sakmara- und dem Artinsk-Horizont auf, die in der äußeren Lobenlinie weitgehend mit *Proshumardites* übereinstimmt, sich aber durch einen dreispitzigen Innenlobus und inneren Umbilikallobus unterscheidet (vgl. Abb. 5). Es gibt also mehrere Formen mit einer äußeren Lobenlinie vom *Proshumardites*-Typ, die Unterschiede in der Gestaltung der inneren Loben aufweisen.

Mit dieser Möglichkeit konnte früher nicht gerechnet werden; denn die Ausbildung der äußeren Lobenlinie von *Pericleites* + *Proshumardites* ist so eigenartig, daß man daraufhin die betreffenden Formen für unmittelbar zusammengehörig halten mußte. Außerdem erscheint der Teilungsgrad des Laterallobus als ein derart labiles Entwicklungsstadium, daß man weit eher eine rasch fortschreitende Differenzierung der drei äußeren Loben als eine solche der inneren Lobenlinie erwarten durfte. Nachdem nun aber derartige Unterschiede in der Gestaltung der inneren Lobenlinie aufgedeckt worden sind, ist eine Vereinigung von *Proshumardites* mit *Pericleites* nur dann noch zu vertreten, wenn für *Pericleites* eine übereinstimmende Ausbildung der Innensutur belegt werden kann.

Das ist leider nicht möglich; die innere Lobenlinie ist bei dem bisher einzigen Vertreter von *Pericleites* nicht zu beobachten. Den Abschluß des Stückes bilden Reste zweier aufeinanderfolgender Septalflächen, die aber

1) Bei *Pr. karpinskyi* ist nach den Abbildungen von Rauser-Tschernoussova der Externsattel teils gerundet, teils zugespitzt, nicht aber so lang und schmal ausgezogen wie bei der von Delépine beschriebenen Form.

bedauerlicherweise in ihrem inneren Abschnitte nicht erhalten sind. Aus ihnen ist lediglich soviel mit einiger Sicherheit zu erschließen, daß die innere Lobenlinie dieselbe Elementzahl besitzt wie die von *Proshumardites* und *Neoshumardites,* d. h. einen Innenlobus und einen inneren Umbilikallobus. An den letzteren schließt sich ein breit gerundeter Sattel an, der dem außen gelegenen Sattel zwischen dem am Nabel befindlichen zweiten Umbilikallobus und dem dorsalen Teilstück des Laterallobus entspricht. Über die Form der inneren Loben ist dagegen kein Aufschluß zu erlangen.

Es hat den Anschein, daß bei dem Typusexemplar von *Pericleites atticus* die innere Lobenlinie überhaupt nirgends erhalten ist. Quer durch das Gehäuse des Stückes zieht sich ein Sprung, und ich habe es längs dieses Risses auseinandergenommen, um nichts unversucht zu lassen, was zur Aufhellung der inneren Lobenlinie und zur Klarstellung von *Pericleites* überhaupt beitragen könnte. Ich mußte indessen feststellen, daß das Innere völlig zerstört und von einem Haufwerk von Schalentrümmern erfüllt ist. Es sind also offensichtlich nur die äußeren Lobenlinien bzw. kurze Stücke der der Außenwand ansitzenden Septalflächen erhalten, alles übrige ist zerbrochen. Da das Original in dieser Hinsicht versagt, muß man die Hoffnung auf spätere Funde setzen, welche die Beobachtung der inneren Lobenlinie gestatten.

Der zweite in letzter Zeit erzielte Fortschritt besteht darin, daß das Alter von *Proshumardites* durch N. V. Krestovnikoff (1935) und G. Delépine & N. Menchikoff (1937) endgültig als namurisch festgestellt worden ist, während früher auf Grund der Angaben von H. Schmidt (1931, S. 62) mit der Möglichkeit eines jüngeren Alters gerechnet werden mußte. *Pericleites* dagegen ist nach C. Renz hochoberkarbonisch. Wegen der eigenartigen Spezialisierung der Lobenlinie aber macht *Proshumardites* nicht den Eindruck einer Dauerform. Es ist m. a. W. kaum anzunehmen, daß diese Gattung eine beträchtliche stratigraphische Reichweite hat und sich unverändert bis in das höhere Oberkarbon hält, bzw. umgekehrt, daß *Pericleites* bereits im unteren Namur beginnt.

Ich halte es daher bei dem jetzigen Kenntnisstande für richtiger, *Pericleites* und *Proshumardites* nicht miteinander zu vereinigen, zumal bei der Unkenntnis der inneren Lobenlinie von *Pericleites* ein Beweis für eine völlige morphologische Übereinstimmung nicht erbracht werden kann. Die an sich untergeordneten Unterschiede in dem Fehlen von Spiralstreifen und Einschnürungen bei *Pericleites* müssen einstweilen bis zur etwaigen Auffindung besserer Kriterien diagnostisch zur Trennung ausreichen.

Ebenso kommt gegenwärtig eine Zusammenlegung von *Pericleites* mit *Neoshumardites* Ruž. nicht in Betracht. Zwischen diesen beiden Gattungen scheinen engere stratigraphische Beziehungen zu bestehen als zwischen *Pericleites* und *Proshumardites*. *Neoshumardites* ist aber auf den besonderen Charakter der inneren Lobenlinie begründet, so daß auch hier eine sichere Vergleichsmöglichkeit fehlt. Das Vorhandensein von Spiralskulptur bei *Neoshumardites* — über etwaige Einschnürungen ist bei Ružencev nichts gesagt — wird auch hier vorläufig als einzig erkennbarer Unterschied gelten müssen.

Pericleites ist mithin einstweilen zu den unvollständig bekannten Gattungen zu zählen und etwa folgendermaßen zu definieren: Dick scheibenförmige, ungenabelte Vertreter der Popanoceratidae (Unterfam. Shumarditinae) mit der Lobenformel I U_1 U_2 L_d L_m L_v E M. Die Dreiteilung des Laterallobus ist noch nicht vollendet; die drei Teilstücke bilden einen zusammenhängenden Komplex, der zwischen den ihn begrenzenden hohen Sätteln tief eingesenkt ist. U_2 am Nabel gelegen und ungeteilt. Sämtliche äußeren Loben sind einspitzig. Die Skulptur besteht lediglich aus konvexen Anwachsstreifen; Spiralskulptur und Einschnürungen fehlen.

Eine nähere Begründung für unsere Zuweisung von *Pericleites* zur Familie Popanoceratidae wird im Schlußabschnitt gegeben.

Pericleites atticus bildet den einzigen bisher bekannten Vertreter von *Pericleites*. *„Shumardites" keideli* Leuchs (1919, S. 222, Taf. 1, Fig. 2—7) aus dem zentralen Tiën-schan, den H. Schmidt (1925, S. 599) dazu rechnete, gehört wegen des Besitzes von Spiralstreifen nicht zu *Pericleites* in unserer jetzigen Definition, sondern eher zu *Proshumardites* oder zu *Neoshumardites*. Das aus der ursprünglichen Bestimmung als *Shumardites* gefolgerte oberkarbonische Alter seiner Fundschicht bedarf danach vielleicht einer Überprüfung.

III. Über eine Goniatiten-Faunula des Naßfeld-Karbons

Von W. Reichardt gesammelt, liegen aus Schicht 33 des von ihm aufgenommenen Profils an der Westseite des Crocce Pizzul im Bereiche des Naßfeld-Karbons drei winzig kleine verkieste Goniatiten in Steinkernerhaltung vor. Sie sind von Reichardt (1937, S. 941) nach meinen 1934 vorgenommenen

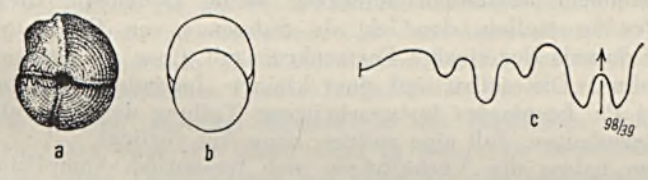


Abb. 6. Genus indet. aff. *Proshumardites* n. sp. Hohes Oberkarbon, Westseite des Crocce Pizzul, Karnische Alpen. Orig. im Geol. Inst. Jena. — a: Seitenansicht, b: Stirnansicht, 6×; c: Lobenlinie bei etwa 1,4 mm Durchmesser, vergr.

Bestimmungen als *Pericleites (Proshumardites)* n. sp., *Paragastrioceras* aff. *marianum* (Vern.) und *„Homoceras"* aff. *barbotanum* (Vern.) aufgeführt und teilweise auch auf seiner Taf. 102, Fig. 25 u. 26 abgebildet worden. Ihr Alter ist nach W. Reichardt (1937, S. 971) Stefan bzw. nach W. J. Jongmans (1938, S. 1298) höchstes Westfal D.

Das bemerkenswerteste und noch am ehesten bestimmbare Stück gehört offensichtlich in die Verwandtschaft von *Proshumardites*. W. Reichardt (1937, Taf. 102, Fig. 25) hat von ihm eine allerdings nahezu unkenntliche Abbildung gegeben; wir legen hier in Abb. 6 a u. 6 b zwei Skizzen vor. Das Exemplar besitzt einen Durchmesser von 2,6 mm, eine Dicke von 2,1 mm und eine letzte Mündungshöhe, von Externseite zu Externseite gemessen, von 0,9 mm. Das Gehäuse ist also nahezu kuglig. Der Nabel ist sehr eng

bzw. geschlossen, an seiner Stelle liegt eine tiefe trichterförmige Einziehung der Windungen vor. Die einzelnen Umgänge tragen vier kräftige Einschnürungen, die kreuzförmig aufeinander senkrecht stehen. Sie sind auf den Flanken leicht nach vorn konkav, auf der Externseite vorgezogen. Die Skulptur besteht aus kräftigen, verhältnismäßig weitstehenden Spiralstreifen, deren Zahl etwa 32 beträgt. Nahezu der ganze letzte Umgang wird von der Wohnkammer eingenommen. Es ist kaum anzunehmen, daß das Stück bereits ausgewachsen ist. Andererseits aber ist zu berücksichtigen, daß die Ammoneen der Pyritfazies stets wesentlich kleinwüchsiger sind als solche aus anderen Faziesbereichen, so daß das vorliegende winzige Stück immerhin einem wesentlich größeren Wachstumsstadium etwa aus der Kalkfazies entsprechen mag.

Zu Beginn des Schlußumganges ist die letzte Lobenlinie entwickelt, die in Abb. 6 c wiedergegeben ist. Am Nabel ist eine leichte Einbiegung zu erkennen, die offenbar dem auf bzw. mit seinem tiefsten Punkt unmittelbar neben der Naht gelegenen zweiten Umbilikallobus entspricht. Ein breit gerundeter, ziemlich flacher Sattel schließt sich an, und darauf folgt der umfangreiche Komplex eines dreigeteilten Laterallobus. Seine drei Komponenten sind an ihrem Grunde gerundet, die mittlere ist tief und breit zungenförmig, die beiden seitlichen sind kurz und liegen erheblich über der Basis des Mittelstücks. Der Externsattel ist verhältnismäßig hoch herausgehoben und schmal gerundet. Der breite Externlobus ist durch einen relativ hohen, nach vorn verschmälerten Mediansattel geteilt, seine beiden Äste sind zugespitzt.

Diese Lobenlinie ähnelt weitgehend der von *Proshumardites karpinskyi* Raus. (vgl. Abb. 3). Da ferner auch die Gehäusegestalt und die Skulptur gut übereinstimmen, bestanden seinerzeit keine Bedenken, diese Form zu *Proshumardites* zu stellen, den ich als Subgenus von *Pericleites* auffaßte; denn das war damals der einzige Formenkreis mit einer derartigen Ausbildung des Laterallobus. Die selbst auf dem kleinen Jugendstadium bereits etwas weiter als bei *Pr. karpinskyi* fortgeschrittene Teilung des Laterallobus schien mir darauf hinzudeuten, daß eine andere, neue Art vorliegt.

Inzwischen haben die Verhältnisse sich wesentlich kompliziert. Im vorstehenden Abschnitt haben wir gezeigt, daß *Proshumardites* und *Pericleites* als zwei selbständige Gattungen aufzufassen sind. Ferner ist seither von V. E. Ružencev die bereits erwähnte neue Gattung *Neoshumardites* aufgefunden und beschrieben worden. Endlich hat sich herausgestellt, daß *Proshumardites* namurischen und nicht stefanischen Alters ist, wie ich damals noch annehmen konnte. Die *Proshumardites*-artige Ausbildung des Laterallobus tritt also offensichtlich bei einem größeren, gegenwärtig wahrscheinlich auch erst teilweise bekannten Formenkreise auf, der auf Grund anderer Unterschiede in eine Anzahl von Gattungen zerfällt und der eine stratigraphische Verbreitung mindestens vom tieferen Namur bis in das Unterperm besitzt.

Eine bedingungslose Bestimmung unseres Stückes als *Proshumardites* ist daher heute nicht mehr zu verantworten. Es könnte sich ebensogut auch um einen Vertreter von *Neoshumardites* handeln, der, wie oben bereits erwähnt, sich durch Dreispitzigkeit des Intern- und des inneren Umbilikallobus von *Proshumardites* unterscheidet. Von einer Freilegung der inneren Lobenlinie habe ich abgesehen, um das einzige Stück nicht durch Abpräparieren des letzten Umganges zu zerstören. Ich halte einen solchen Versuch im übrigen auch für zwecklos, da auf dem kleinen Jugendstadium die Zackung der Innen-

loben, selbst wenn sie bei unserer Form aufträte, doch noch kaum entwickelt sein würde.

Es wäre endlich auch möglich, was ich jedoch nicht für wahrscheinlich halte, daß die Lobenlinie dieses Jugendexemplares im Alter eine weitere Fortentwicklung über das *Proshumardites*-Stadium hinaus durch Herausbildung neuer Lobenelemente oder durch eine Zerschlitzung der äußeren Loben erfahren würde. Um ein Jugendstadium der alsdann etwa in Betracht kommenden Gattung *Shumardites* wird es sich allerdings wohl kaum handeln, da die bisher bekannten Vertreter dieser Gattung einen weit offenen Nabel haben und keine Spiralstreifung besitzen.

Zu einer sicheren Einordnung reicht das unausgewachsene Exemplar also bei unserer jetzigen verfeinerten Kenntnis nicht mehr aus. Es kann daher

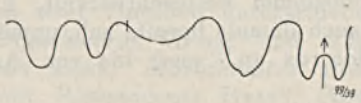


Abb. 7. Lobenlinie von *Paragastrioceras* sp. bei etwa 4,5 mm Durchmesser, vergr. Hohes Oberkarbon, Westseite des Crocce Pizzul, Karnische Alpen. Orig. im Geol. Inst. Jena

nur noch als „Genus indet. aff. *Proshumardites* n. sp." bezeichnet werden. Rein formal besteht an Hand der erkennbaren Merkmale die größte Ähnlichkeit mit dieser Gattung, und wenn wir oben erwähnten, daß die Lobenlinie etwas höher entwickelt ist als bei *Proshumardites karpinskyi*, so ist auf die neue Art *Pr. delépinei* zu verweisen. In den verhältnismäßig hoch herausgehobenen Sätteln innerhalb des Laterallobus besitzt unsere Form Merkmale, wie sie bei einem jugendlichen Entwicklungsstadium jener Art zu erwarten sind.

Über die beiden anderen Goniatiten des Naßfeldes können wir uns kürzer fassen. Das eine von ihnen liegt in mehreren Bruchstücken vor und mag insgesamt einen Durchmesser von etwa 4,5 mm besessen haben. Es ist bis ans Ende gekammert. Das Gehäuse ist im Inneren dick scheibenförmig, nimmt aber auf dem letzten erhaltenen Umgange sehr rasch an Breite zu. Der Windungsquerschnitt ist niedrigmündig, breit nierenförmig. Der Nabel ist sehr weit und nimmt nahezu die Hälfte des Durchmessers ein. Die Nabelwand ist hoch, schräg gestellt, leicht gewölbt und durch eine scharfe Kante von dem einheitlichen breit gerundeten Komplex Flanke + Externseite abgesetzt. Auf der Nabelkante sind Andeutungen von Nabelknötchen sichtbar, die wahrscheinlich auf der nicht erhaltenen Schale stärker hervorgetreten sein werden. Die Anwachsstreifen sind auf der Externseite zu einem hohen, breit gerundeten Vorsprung vorgezogen; am Ende des letzten Umganges ist dieser Vorsprung in der Mediane leicht abgeplattet bzw. selbst ein wenig eingedellt. Den Anwachsstreifen parallel verlaufen vier tiefe Einschnürungen pro Umgang. Spiralskulptur ist auf dem Steinkern nicht mit Sicherheit zu erkennen; soweit sie also überhaupt vorhanden war, muß sie sehr schwach gewesen und hinter den Anwachsstreifen zurückgetreten sein.

Die Lobenlinie (Abb. 7) hat die Formel I U_1 U_2 L E (M). Der Außenlobus ist durch einen mittelhohen Mediansattel geteilt, der aber noch keinen

Medianlobus zeigt. Der Laterallobus ist glockenförmig, zugespitzt, der auf der Nabelwand gelegene zweite Umbilikallobus auffallend breit und gerundet.

Das Stück scheint mir zur Gattung *Paragastrioceras* Tchern. zu gehören. Ich habe es seinerzeit (vgl. W. Reichardt, 1937, S. 941) mit *Goniatites marianus* de Verneuil (1845, S. 369, Taf. 27, Fig. 2 a—2 c; *Gastrioceras marianum* Karpinsky, 1889, S. 49, Taf. 4, Fig. 2 a—2 c) verglichen, dem unsere Form in der Gehäusegestalt weitgehend ähnelt. Diese Art besitzt allerdings, wie auch von A. Karpinsky (1889, S. 51) hervorgehoben wurde, einen Sinus der Anwachsstreifen auf der Externseite. Es ist damit wohl fraglich, ob *marianum,* wie H. Schmidt (1925, S. 509) meinte, überhaupt zu *Paragastrioceras* zu rechnen ist (vgl. dazu auch V. E. Ružencev, 1936, S. 1080). Andererseits ist nicht zu beurteilen, ob die leichte Eindellung der Anwachsstreifen bei der Naßfeld-Form, die im Endstadium zu beobachten ist, sich in dem Sinne wie bei *marianum* weiterentwickelt. Eine sichere Bestimmung des Stückes ist, wie ich auch damals bereits sah, unmöglich, und die vorläufige Bezeichnung „*Paragastrioceras* sp." muß bis zur Auffindung besseren Materials genügen.

Das dritte Stück, von W. Reichardt (1937, Taf. 102, Fig. 26) abgebildet, ist ein eng- bzw. ungenabelter Goniatit von 4,3 mm Durchmesser und 2,8 mm Dicke, der bis ans Ende gekammert ist. Die Skulptur besteht aus schwach gegliederten Anwachsstreifen, die auf den Flanken einen breiten, flachen Vorsprung und auf der Externseite einen sehr seichten, breiten Sinus bilden. Die Lobenlinie zeigt einen von der Naht halbierten Umbilikallobus, einen glockenförmigen Laterallobus und einen durch einen breiten Mediansattel geteilten Außenlobus, dessen Äste an der Basis gerundet sind. Der Mediansattel trägt einen flachen, runden Medianlobus. Es ist das eine indifferente Lobenlinie, wie sie in den Jugendstadien von *Goniatites* s. str., *Sagittoceras, Homoceras, Nuculoceras, Cravenoceras, Reticuloceras, Gastrioceras* und vielen anderen Gattungen auftritt.

In der Gehäusegestalt und Lobenlinie besteht eine gewisse Ähnlichkeit mit *Homoceras barbotanum (Goniatites barbotanus* de Verneuil, 1845, S. 369, Taf. 27, Fig. 3 a—3 c). Unser Jugendstadium ist jedoch mit einiger Wahrscheinlichkeit nur so lange mit dieser Art zu vergleichen, als man von einer Altersübereinstimmung beider überzeugt ist. Es muß indessen jetzt als gesichert gelten, daß die *Proshumardites*-Schichten und ferner (nach Yanichevsky) auch der Schartymka-Horizont mit *Homoceras barbotanum* von Cosatschi-Datschi, der von J. P. Smith (1903, S. 18) und H. Schmidt (1925, S. 509—510) als stefanisch betrachtet wurde, erheblich älter sind als das Naßfeld-Karbon. Damit ist eine derartige Vergleichsmöglichkeit unwahrscheinlich geworden; aus sich heraus, rein morphologisch-paläontologisch aber ist das Jugendexemplar unbestimmbar.

IV. Über die systematische Stellung von *Pericleites, Proshumardites* und verwandter Gattungen

Wie wir eingangs bereits bemerkten, hat V. E. Ružencev (1936, S. 1082, 1087) auf eine systematische Eingliederung der Gattungen *Pericleites, Proshumardites* und *Neoshumardites* verzichtet. F. B. Plummer & G. Scott (1937) dagegen haben sich eingehend mit der systematischen und phylo-

genetischen Stellung von *Proshumardites* und einigen verwandten Genera auseinandergesetzt. Diesen beiden Autoren ist der neueste und umfassendste Überblick über den Formenreichtum der jungpaläozoischen Ammoneen zu verdanken. Sie legen ihrem System die vermutete Phylogenie der betreffenden Formen zugrunde. Soweit es unsere hier zu erörternden Gattungen angeht, unterscheiden sie zwei große Stämme, die Goniatitidea und die Gastrioceratidea, die einheitliche stammesgeschichtliche Gruppen darstellen sollen. Taxonomisch haben sie den Rang von Superfamilien.

Das Hauptkennzeichen der Goniatitidea besteht in einer mehr oder weniger kugligen Gehäusegestalt mit engem Nabel. Ihre Wurzel wird in *Cheiloceras* gesehen. Das wesentliche Kriterium der Gastrioceratidea bildet ein subgloboses, in der Jugend dick scheibenförmiges Gehäuse mit weiterem Nabel. Sie werden unmittelbar von *Anarcestes* abgeleitet. Innerhalb der Goniatitidea sind u. a. die folgenden drei Familien unterschieden: Agathiceratidae mit *Proshumardites* Raus., *Agathiceras* Gemm. und *Adrianites* Gemm.; Vidrioceratidae mit *Vidrioceras* Böse, *Marathonites* Böse, *Stacheoceras* Gemm. usw.; Popanoceratidae mit *Popanoceras* Hyatt, *Parapopanoceras* Haug und *Megaphyllites* Mojs. Bei der zweiten Superfamilie der Gastrioceratidea wird eine neue Familie Shumarditidae eingereiht mit den Gattungen *Preshumardites* Pl. & Sc., *Shumardites* Smith und *Perrinites* Böse.

Auf Grund meiner langjährigen Beschäftigung mit paläozoischen Ammoneen bedaure ich, mich dieser Gliederung in keiner Beziehung anschließen zu können. Die Gehäusegestalt allein erscheint mir völlig ungeeignet, um darauf weitreichende stammesgeschichtliche Zusammenhänge zu begründen und sie zur Kennzeichnung großer systematischer Einheiten zu verwenden. Sie steht in engen Beziehungen zur Lebensweise und ist daher erheblich leichter äußerlichen Formwandlungen unterworfen als andere Merkmale, etwa die Lobenlinie oder der Sipho. Unterschiede in der Gehäusegestalt, dünn, dick scheibenförmig oder kuglig, enger oder weiter genabelt, sind infolgedessen bisher lediglich zur Kennzeichnung von Arten, höchstens von Untergattungen oder Gattungen benutzt worden, und das mit Recht. Es ist bekannt, wie variabel die Gehäusedicke und die Nabelweite bei den Ammoneen ist und wie unscharf vielfach die Grenzen zwischen Arten sind, die allein auf derartige Merkmale begründet wurden. In manchen Fällen, bei einer Vergesellschaftung dick geblähter und dünnerer Gehäusetypen, mag es sich vielfach, nach Analogie mit dem rezenten *Nautilus*, auch selbst um einen Geschlechtsdimorphismus innerhalb einer einzigen Art handeln.

Wir wissen weiterhin aus gut belegten Entwicklungsreihen, daß weitgenabelte Ausgangsformen sich zu eng- bzw. ungenabelten Typen umformen, oder umgekehrt, daß als Seitenzweige enggenabelter Formen plötzlich weitgenabelte Gestalten auftreten, daß kuglige Formen sich allmählich zu dünn scheibenförmigen entwickeln u. dgl. m. Wo kämen wir hin, wenn wir beispielsweise die vielgestaltigen, dünn scheibenförmigen bis kugligen, ungenabelten bis weitgenabelten Arten von *Cheiloceras* oder *Tornoceras*, die je eng zusammengehörige und genetisch einheitliche Gruppen bilden, an Hand der Gehäusegestalt auf verschiedene Stämme oder Superfamilien verteilen wollten! Eine völlige Zerreißung aller natürlichen Zusammenhänge wäre die Folge, und eine solche scheint mir tatsächlich durch das System von Plummer & Scott angerichtet worden zu sein.

Der Schnitt zwischen den beiden genannten Stämmen geht beispielsweise mitten durch die Gattung *Goniatites* de Haan, s. str. hindurch, die man bisher, m. E. mit Recht, für genetisch einheitlich gehalten hat. Über die Berechtigung und Notwendigkeit einer Gattung *Neoglyphioceras* Brüning mag man verschiedener Meinung sein; es ist jedoch, soweit man sie anerkennt, meiner Auffassung nach unmöglich, sie zu einer anderen Superfamilie zu stellen als den verbleibenden Rest von *Goniatites*. — Eine Ableitung der Goniatitidea von *Cheiloceras* erscheint mir wenigstens mittelbar richtig; eine direkte Zurückführung von *Gastrioceras* auf *Anarcestes* dagegen ist wohl für einen jeden Kenner unterkarbonischer und devonischer Goniatiten unannehmbar.

Im übrigen aber muß hervorgehoben werden, daß Plummer & Scott glücklicherweise nicht immer konsequent und sklavisch nach ihrem Gliederungsprinzip verfahren sind. *Popanoceras* z. B. besitzt ein dünn scheibenförmiges, bei einigen Arten auch verhältnismäßig weitgenabeltes Jugendgehäuse. Die Gattung müßte daher im Sinne dieser Autoren wohl eigentlich zu den Gastrioceratidea gestellt werden. Wenn Plummer & Scott trotzdem die Familie Popanoceratidae im Anschluß an die „Vidrioceratidae" zu den Goniatitidea gerechnet haben, so zeigt das, daß sie offensichtlich die sonstigen nahen Beziehungen zwischen diesen beiden Formenkreisen doch höher eingeschätzt haben als die das oberste Einteilungsprinzip abgebende Gehäusegestalt. Ebenso haben sie beispielsweise die enggenabelte Gattung *Perrinites* mit den weitgenabelten Typen *Shumardites* und *„Preshumardites"* in einer Familie vereinigt, also auch da offenbar eine Entwicklungsfähigkeit der Gehäusegestalt angenommen.

Nicht besser begründet als die Aufstellung der Stämme oder Superfamilien erscheint mir die in ihrem Rahmen durchgeführte Gliederung. Wir können hier die Verhältnisse nur so weit besprechen, wie sie unsere fraglichen Formen berühren. Ein völlig unnatürliches und heterogenes Gebilde ist so die Familie Agathiceratidae in der Fassung von Plummer & Scott (1937, S. 115). Sie wird gekennzeichnet als eine Gruppe kugliger, genabelter Formen mit 13 oder mehr Loben und mit Spiralstreifen. Damit sind lediglich rein äußerliche Merkmale erfaßt, wie wir sie wiederholt in konvergenter Entwicklung herausgebildet finden. Weiterhin heißt es in der Definition von *Proshumardites*, daß die Lateralloben und -sättel von ungleicher Größe sind, während sie bei *Agathiceras* und *Adrianites* nahezu gleiche Größe und Gestalt zeigen.

Das alles sind rein numerische und formale Feststellungen, die völlig die fundamentalen Unterschiede vernachlässigen, die zwischen *Proshumardites* und *Adrianites* in der Entwicklung der Lobenlinie bestehen. Im einen Falle, bei *Proshumardites* (vgl. Abb. 4a, 4b), liegt eine Aufspaltung des Laterallobus vor; die Loben auf den Flanken sind also lediglich Teilstücke eines einzigen primären Lobenelementes. Im anderen Falle, bei *Adrianites* und *Epadrianites* (vgl. Abb. 9), haben wir eine echte Lobenvermehrung durch fortgesetzte Spaltung des primären Internsattels, also durch Anlage neuer, selbständiger Lobenelemente neben dem unverändert bleibenden Laterallobus. Es sind mithin hier Dinge gezählt und miteinander verglichen worden, die nicht homolog und daher überhaupt nicht vergleichbar sind. Die völlig verschiedene Entwicklungsart der Lobenlinie bei den beiden Gattungen macht es unmöglich, sie als nahe verwandt anzusehen und in einer Familie zu vereinigen.

Adrianites und die daran anschließenden Genera unterscheiden sich ferner von der den Typus der Familie bildenden Gattung *Agathiceras* grundlegend durch die völlig abweichende Ausbildungsweise des Siphos, die ebenfalls ein nahes Verwandtschaftsverhältnis ausschließt. Dementsprechend habe ich früher (1931, S. 199) für die *Adrianites*-Gruppe eine eigene Familie Adrianitidae aufgestellt (vgl. dazu O. Toumansky, 1937). Diese Unterschiede hinsichtlich des Siphos werden von J. C. A. Böhmers (1936, S. 29, 65, 121) so hoch bewertet, daß er die Adrianitidae und die Agathiceratidae zu zwei verschiedenen Superfamilien, Adrianitida bzw. Agathiceratida, rechnet.

Die drei Gattungen der einen Familie bei Plummer & Scott sind demgemäß auf drei verschiedene Familien zu verteilen. Eine solche Aufteilung erweist sich als notwendig, sobald man nicht nur die äußerlichen Merkmalszüge des Gehäuses und der Lobenlinie berücksichtigt, sondern den

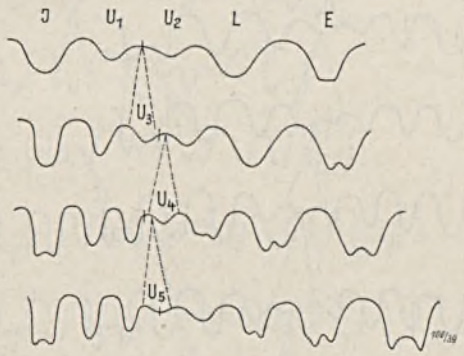


Abb. 8. Jugendliche Stadien der Lobenentwicklung von *Proarcestes bicarinatus* (Mstr.), vergr. Cassianer-Schichten, Zone des *Trachyceras aon*, St. Cassian. Orig. im Geol. Landesmus. Berlin

wahren Aufbau der Lobenlinie zugrunde legt, wie er sich durch die ontogenetische Entwicklung zu erkennen gibt, und ferner auch die Ausbildungsweise des Siphos in Betracht zieht. Auf dieser Grundlage ist dann umgekehrt eine ganze Reihe von Familien, die Plummer & Scott mit rein äußerlichen Kennzeichnungen aufgestellt und selbst zu verschiedenen Superfamilien gerechnet haben, miteinander zu vereinigen, wie im folgenden gezeigt werden soll.

Wenn wir die Ausgestaltung der Lobenlinie bei der Gesamtheit der Ammoneen überblicken, so ist festzustellen, daß sie in der weitaus überwiegenden Mehrzahl der Fälle auf dem Wege der Sattelspaltung erfolgt (vgl. R. Wedekind, 1918, S. 90 ff.): Ausgehend von der Primärsutur (vgl. O. H. Schindewolf, 1929, S. 28 ff.) mit den Grundelementen der Lobenlinie findet eine Vermehrung der Loben dadurch statt, daß sich auf einem Sattel zwischen je zwei Loben ein zunächst flacher, dann ontogenetisch an Tiefe zunehmender neuer Lobus einsenkt. Besonders verbreitet ist eine derartige Aufspaltung des zwischen I (Internlobus) und L (Laterallobus) gelegenen Sattels, die eine mehr oder weniger große Zahl von Umbilikalloben (U_{1-n}) entstehen läßt, und zwar, wie R. Wedekind gezeigt hat, in alternierend-

ventropartiter Anlagenfolge. Diesen Modus der Lobenvermehrung zeigt beispielsweise die Gattung *Proarcestes* MOJS., deren Lobenentwicklung hier zum Vergleich mit der von *Proshumardites, Marathonites* usw. in Abb. 8 wiedergegeben wird.

Im Gegensatz dazu ist die Lobenspaltung, d. h. die Aufteilung eines vorhandenen Lobus durch Aufwölbung eines Sattels, weit seltener und

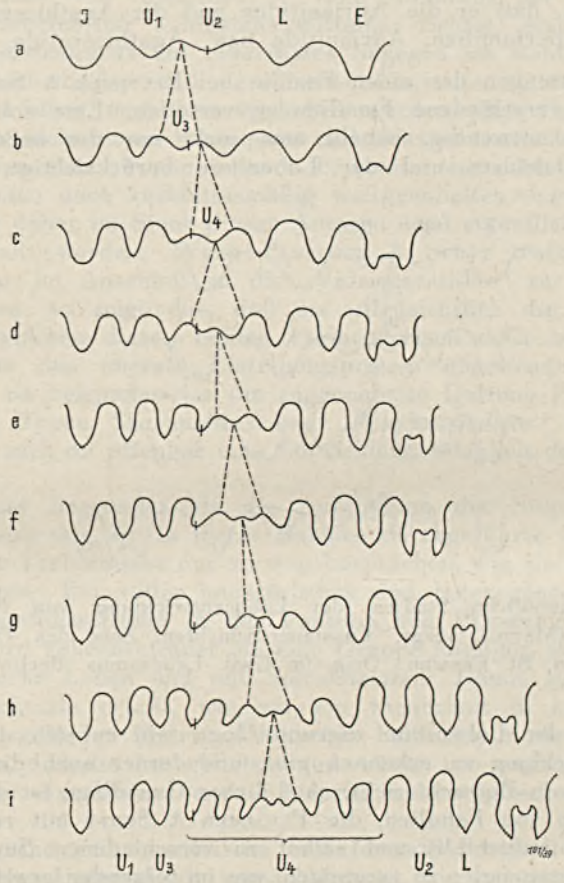


Abb. 9. Lobenentwicklung von *Epadrianites timorensis* (BOEHM), vergr. Oberperm, Amarassi, Timor. Orig. im Geol. Landesmus. Berlin (Geschenk des Geol. Inst. Bonn aus Aufsammlungen der Expedition J. WANNER)

an ganz bestimmte Loben gebunden. Sie findet sich verbreitet lediglich bei dem Externlobus, der durch Aufwölbung eines Mediansattels geteilt werden kann. Ein derartiger Mediansattel tritt gelegentlich, doch erheblich seltener, auch im Innenlobus auf.

Abgesehen von diesen unpaaren, in der Mediane gelegenen Lobenelementen, kennen wir eine Lobenspaltung bei den lateralen Lobenelementen lediglich in Form der Suturalloben-Bildung WEDEKIND's. Sie be-

steht in der Teilung eines auf oder nahe der Naht gelegenen Umbilikallobus durch abwechselnde Loben- und Sattelspaltung; d. h. in dem betreffenden Lobus wölbt sich ein Sattel auf, der eine Zweiteilung des Lobus hervorruft. In diesen Sattel senkt sich alsdann wieder ein Lobus ein, der abermals durch einen neuen Sattel gespalten wird, usf. Diese Suturalloben-Bildung hat bei den älteren Goniatiten nur geringe Verbreitung (z. B. *Dimeroceras* Hyatt) und spielt erst bei den jüngeren Formen und vor allem bei den mesozoischen

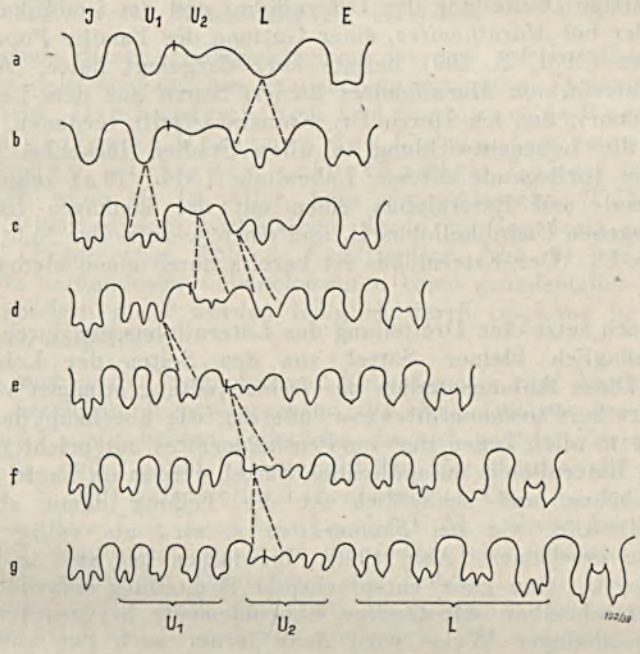


Abb. 10. Lobenentwicklung von *Marathonites dieneri* Smith, vergr. Unterperm, Somohole, Timor. Orig. im Geol. Landesmus. Berlin (Geschenk des Geol. Inst. Delft aus Aufsammlungen der Expedition G. A. F. Molengraaff.)

Ammoniten eine bedeutendere Rolle. Als ein Beispiel geben wir in Abb. 9 die Lobenentwicklung von *Epadrianites* Schdwf. wieder. Bei dieser Gattung entstehen zunächst durch alternierende Sattelspaltung vier Umbilikalloben zwischen I und L (Abb. 9 a—9 c), und danach setzt dann in U_4 die geschilderte Suturalloben-Bildung ein, die diesen Lobus in eine Serie von symmetrisch angeordneten Teilstücken zerlegt (Abb. 9 d—9 i).

Bei *Proshumardites, Pericleites, Shumardites* usw. beobachten wir nun, davon völlig verschieden, eine Dreiteilung des Laterallobus durch Aufwölbung von zwei Sätteln, die eine ganz ungewöhnliche Erscheinung im Rahmen der Ammoneen darstellt. Bei *Proshumardites, Pericleites* und *Neoshumardites* ist diese Spaltung des Laterallobus noch nicht zu Ende geführt, die einzelnen Teilstücke sind noch nicht vollkommen indivi-

dualisiert. Bei *Shumardites* s. str.[2]) dagegen haben sie einen völligen Selbständigkeitsgrad erreicht. Ferner sind bei *Neoshumardites* und *Shumardites* (vgl. Abb. 13, 14) der Intern- und der innere Umbilikallobus dreizackig. Diese Dreispitzigkeit ist im Falle des Internlobus wohl als eine nicht weiter ausgebaute Zerschlitzung, bei dem inneren, ersten Umbilikallobus dagegen als beginnende Dreiteilung zu bewerten, wie sich aus dem folgenden ergibt. Bei *Shumardites* (Abb. 14) zeigt dann ferner auch der auf der Naht gelegene zweite Umbilikallobus eine Dreiteilung analog der des Laterallobus.

Eine derartige Dreiteilung des Laterallobus und der Umbilikalloben findet sich nun wieder bei *Marathonites,* einer Gattung der Familie Popanoceratidae, wie ich früher (1931, S. 200) bereits kurz dargelegt hatte. Ausgezeichnet erhaltenes Material von *Marathonites dieneri* Smith aus dem Unterperm von Somohole (Timor), das ich Herrn Dr. Kruizinga-Delft verdanke, gab mir die Möglichkeit, die Lobenentwicklung in allen Stadien lückenlos zu verfolgen (Abb.10). Die vorliegende älteste Lobenlinie (Abb. 10 a) zeigt außer dem Intern-, Lateral- und Externlobus einen auf der konkaven Innenzone der Windung gelegenen Umbilikallobus U_1 und einen jenseits der Naht befindlichen flachen Lobus U_2. Der Externlobus ist bereits durch einen niedrigen Mediansattel geteilt.

Bald danach setzt eine Dreiteilung des Laterallobus ein durch Vorwölbung zweier ursprünglich kleiner Sättel von den Seiten der Lobenbasis aus (Abb. 10 b). Diese Anfangsstadien der Lobenspaltung stimmen völlig mit der Ausbildungsart bei *Proshumardites* usw. überein, wie überhaupt das Gesamtbild der Lobenlinie in allen Teilen der von *Proshumardites* entspricht (vgl. Abb. 4a, 4 b). Die den Laterallobus aufspaltenden Sättel werden im Laufe der Entwicklung immer höher, und schließlich ist die Teilung damit abgeschlossen, daß die Teilstücke, wie bei *Shumardites* s. str., als völlig selbständige Lobenelemente erscheinen (Abb. 10 d). Inzwischen hat sich in dem inneren Umbilikallobus U_1 eine ganz entsprechende Dreiteilung angebahnt, aus der ebenfalls drei scheinbar selbständige Lobenelemente hervorgehen (Abb. 10 c bis 10 e). In analoger Weise wird dann ferner auch der außen gelegene zweite Umbilikallobus aufgespalten (Abb. 10 d, 10 e).

Damit aber ist die Vermehrung der Lobenelemente noch nicht zum Abschluß gekommen; es werden weiterhin neue Teilstücke abgespalten jeweils

2) Die Gattung *Shumardites* in der Fassung von Plummer & Scott (1937, S. 294) enthält Formen, die recht beträchtliche Unterschiede zeigen. Bei *„Shumardites" cupleri* Pl. & Sc. fehlt die für *Shumardites* bezeichnende Spaltung des auf der Naht gelegenen zweiten Umbilikallobus. Diese Form ist wohl eher zu *Neoshumardites* Ruž. zu stellen. Ferner unterscheiden sich *Shumardites fornicatus* Pl. & Sc., *Sh. sellardsi* Pl. & Sc. und ebenso auch *Sh. senex* Miller & Cline (1934 a, S. 134, Taf. 28, Fig. 31—36) von dem Genotypus *Sh. simondsi* Smith dadurch, daß die Lobenelemente der äußeren Lobenlinie noch unzerschlitzt sind. Ich vereinige diese Formen zu einer neuen Untergattung *Subshumardites,* deren Subgenotyp *Shumardites (Subshumardites) fornicatus* Plummer & Scott (1937, S. 300, Abb. 61 d, Taf. 23, Fig. 7—9) bildet. Sie umfaßt die älteren Vertreter der Gattung, bei denen außerdem die Verselbständigung der drei Teilprodukte des Laterallobus noch nicht so weit fortgeschritten ist wie bei *Shumardites* s. str.

von den Derivaten des Lateral-, des ersten und des zweiten Umbilikallobus, die nach der Naht zu gelegen sind. Diese weitere Zergliederung erfolgt durch Zweiteilung, durch Aufwölbung eines Sattels in den betreffenden Teilstücken. Abb. 10 d zeigt die beginnende Spaltung des dorsalen Teilastes von L, Abb. 10 e die des ventralen Astes von U_1, und in Abb. 10 f ist ferner eine analoge Teilung des der Naht zugewandten Teilstückes von U_2 zu erkennen. Das dadurch neu abgegliederte Teilstück des Laterallobus und das des zweiten Umbilikallobus wird dann abermals durch Vorwölbung eines Sattels in je zwei Komponenten zerlegt (Abb. 10 g), die aber im Falle des Laterallobus keine volle Selbständigkeit erreichen.

Das Ergebnis dieser Teilungsvorgänge ist eine reich gegliederte Lobenlinie, die aber gleichwohl nur aus den wenigen autonomen Elementen I, U_1, U_2, L und E besteht. Die zahlreichen inneren und äußeren Seitenloben sind einfache Derivate der Lobenelemente U_1, U_2 und L; sie können nicht als selbständige Loben bezeichnet werden, auch wenn sie im Alter, nach abgeschlossener Teilung, morphologisch eine Selbständigkeit vortäuschen. Denn im Gegensatz zu der Sattelspaltung (vgl. *Proarcestes,* Abb. 8; *Epadrianites,* Abb. 9) werden hier den von Anfang an vorhandenen Lobenelementen keine grundsätzlich neuen Loben hinzugefügt, sondern diese werden lediglich durch Spaltung in eine Anzahl von Teilstücken aufgelöst.

Das muß auch in den Symbolen und Lobenformeln zum Ausdruck gebracht werden. Ich bezeichne dementsprechend die drei Teiläste des Laterallobus als L_d, L_m und L_v, die beiden Teilstücke, die sich aus der Zerlegung von L_d ergeben, als L_{dd} und L_{dv} usf. Das ergibt für *Marathonites* die schon früher von mir (1931, S. 200) aufgestellte Lobenformel: I U_{1d} U_{1m} U_{1vd} U_{1vv} U_{2ddd} U_{2ddv} U_{2dv} U_{2m} U_{2v} L_{ddd} L_{ddv} L_{dv} L_m L_v E M. Diese Formel erscheint außerordentlich kompliziert; es liegt ihr jedoch eine einfache und strenge Gesetzmäßigkeit zugrunde: Dreiteilung der Loben L, U_1 und U_2, alsdann Zweiteilung der jeweils nach der Naht zu gelegenen Komponenten dieser Loben, die sich bei L und U_2 nochmals wiederholt. Die Aufspaltung der Lobenelemente schreitet also kontinuierlich nach der Naht zu fort, wobei U_1 innen und U_2 bzw. L außen sich wie Spiegelbilder verhalten.

Nachdem dieser eigenartige Spaltungsmodus einmal klargestellt ist, läßt er sich auch aus den Abbildungen herauslesen, die J. P. Smith (1927, Taf. 11) bereits früher von einzelnen Entwicklungsstadien der Lobenlinie von *Marathonites dieneri* gegeben hat, ohne allerdings das vorliegende Bildungsprinzip klar zu erkennen und entsprechend auszuwerten. Auch bei *Marathonites ganti* (Smith) (*M. „j. p. smithi"* Böse) hat J. P. Smith (1929, Fig. C, 15—17, 20) die Dreiteilung des Laterallobus deutlich beobachtet und dargestellt, merkwürdigerweise darin aber das Abbild eines Übergangsstadiums von *Gastrioceras* zu *Adrianites* gesehen. Wie wir zuvor zeigten, liegt indessen bei *Adrianites* eine durchgreifend verschiedene Art der Lobenentfaltung vor.

Ausgehend von dieser Lobenentwicklung bei *Marathonites* ist ferner aus den Lobenbildern zu erschließen, die A. Karpinsky (1889, 1892), E. Böse (1917), E. Voinova (1934), S. W. Maximova (1935), F. B. Plummer & G. Scott (1937) u. a. Autoren gegeben haben, daß auch bei den Gattungen *Vidrioceras, Stacheoceras* und *Popanoceras* eine derartige Dreiteilung des Laterallobus und

der beiden Umbilikalloben sowie eine etwaige weitere Zweiteilung der entsprechenden Teilstücke vorliegt. Dieser Modus der Lobenentwicklung ist mithin für alle die Gattungen bezeichnend, deren nahe Verwandtschaft mit *Marathonites* man auch früher schon aus anderen Gründen gefolgert und die man in der Familie Popanoceratidae zusammengefaßt hatte. Das sind die Genera *Vidrioceras* Böse (+ Subgenus *Pseudovidrioceras* Ruž.), *? Godthaabites* Freb., *Marathonites* Böse (+ *Prostacheoceras* Ruž.), *Stacheoceras* Gemm., *Neostacheoceras* Schdwf. und *Popanoceras* Hyatt (= *Propopanoceras* Toum.). Abgesehen von untergeordneten Merkmalen der Gehäusegestalt unterscheiden sich diese Gattungen im wesentlichen dadurch, daß bei ihnen die Zergliederung der Loben verschieden weit fortgeschritten ist und dementsprechend zu einer im einzelnen verschiedenen Anzahl von Komponenten geführt hat, wie ich das früher (1931) bereits kurz auseinandergesetzt habe.

Das Vorliegen dieses eigenartigen Teilungsmodus läßt sich vielfach auch ohne Kenntnis der Lobenentwicklung selbst einfach aus der Septalfläche oder aus dem Bilde der Alterslobenlinie herauslesen: Bei fortgeschrittener Aufteilung der drei Ausgangsloben U_1, U_2 und L ist stets die Anzahl der Lobenelemente auf der Außenseite der Windung, zwischen der Naht und Lv, wesentlich größer als auf der Innenzone, zwischen I und der Naht. Wenn dagegen eine Sattelspaltung, eine Vermehrung der Loben durch alternierende Umbilikalloben-Bildung vorliegt, sind im allgemeinen die Zahlen der außen zwischen L und der Naht und innen zwischen I und der Naht gelegenen Umbilikalloben nahezu gleich. Das liegt daran, daß bei dieser Sattelspaltung nur ein Vermehrungspol der Loben an der Naht vorliegt, von dem aus immer abwechselnd ein Lobus an die Außenseite und dann wieder einer an die Innenseite abgegeben wird. Bei der Lobenspaltung von *Marathonites, Stacheoceras* usw. dagegen liegen drei Vermehrungspole vor: einer auf der konkaven Innenzone, und zwei auf der Außenseite. Dementsprechend werden auf der Außenwand der Windung mehr Lobenkomponenten erzeugt als innen.

Völlig durchgreifend ist allerdings diese Regel nicht. Auch bei weitgenabelten Formen mit Suturalloben-Bildung tritt eine vorwiegende Bereicherung der äußeren Lobenlinie ein. Infolge der geringen Ausdehnung der konkaven Windungszone wird bei ihnen der im Normalfalle auf der Naht gelegene Umbilikallobus mit Suturalloben-Bildung auf die Außenseite verdrängt, und die aus ihm entstehenden Spaltloben kommen infolgedessen ganz oder teilweise der äußeren Lobenlinie zugute.

Ein solches Verhalten zeigt unser *Epadrianites* (Abb. 9), bei dem infolge der Außenlage des vierten Umbilikallobus mit der Suturalloben-Bildung ebenfalls die äußere Lobenlinie elementreicher ist als die innere. Genetisch aber ist diese Lobenlinie völlig verschieden von der von *Marathonites* (Abb. 10). Daß man diese Dinge auseinanderhalten muß, ist selbstverständlich, und dementsprechend tragen die in die Abbildungen eingetragenen Lobensymbole ein völlig verschiedenes Gesicht.

Wir stellen zusammenfassend fest, daß der überaus bemerkenswerte Teilungsmodus des Laterallobus bei *Proshumardites, Pericleites, Shumardites* usw. ferner auch bei den Popanoceratiden vorliegt, und zwar, soweit wir bisher übersehen können, unter allen paläozoischen Ammoneen nur dort. Wenn aber ein Differenzierungsprozeß von derartiger Eigenart lediglich bei zwei eng begrenzten Gruppen auftritt, dann liegt die Vermutung nahe, daß diese in nahen verwandtschaftlichen Beziehungen stehen. Man wird also die Übereinstimmung der Shumarditen mit den Popanoceraten

hinsichtlich des anderweitig unbekannten Bauplans der Lobenlinie so lange als Ausdruck stammesgeschichtlicher Zusammengehörigkeit anzusehen haben, als etwa gewichtige andere Gründe dagegen sprechen.

Derartige Gründe liegen jedoch keineswegs vor; es sei denn, daß man mit Plummer & Scott untergeordnete Unterschiede der Gehäusegestalt als Gegenbeweise betrachtet. Das aber ist nicht möglich. Nach den genannten Autoren sollen beispielsweise *Proshumardites* und *Shumardites* in keinerlei genetischem Zusammenhang stehen; ja, sie werden selbst zu ganz verschiedenen Stämmen gerechnet, da *Proshumardites* eng-, *Shumardites* dagegen weitgenabelt sei. Nun aber hat V. E. Ružencev (1936, S. 1083) mitgeteilt, daß sich unter seinem Material von *Proshumardites* auch weiter genabelte Formen befinden. Bei vermehrter Kenntnis dieser einstweilen noch wenig bekannten Formenkreise wird sich voraussichtlich auch hier, ebenso wie bei anderen Ammoneen-Gruppen, herausstellen, daß die einzelnen Gattungen, die man auf die gradweise abgestufte Differenzierungshöhe der Lobenlinie begründet, sowohl dickere wie dünnere, enger wie weiter genabelte Gehäusegestalten enthalten.

Der Gestaltungsvorgang der Lobenlinie aber spricht, wie wir gesehen haben, eindeutig für einen Zusammenhang der hier besprochenen Formen. *Neoshumardites* (vgl. Abb. 13) kann, wenigstens als Glied einer Stufenreihe, unmittelbar an *Proshumardites* (vgl. Abb. 12) angeschlossen werden. Der innere Umbilikallobus (U_1) von *Neoshumardites* ist dreizackig, nahezu von der gleichen Gestalt wie der Laterallobus; und ebenso, wie sich aus der Dreizackigkeit des Laterallobus eine echte Dreiteilung entwickelt, ist das auch bei der von U_1 der Fall. *Shumardites* (vgl. Abb. 14) zeigt weitere Fortschritte in der Aufspaltung dieser beiden Loben; als neu kommt hier ferner eine Dreiteilung des an der Naht gelegenen zweiten Umbilikallobus hinzu. *Vidrioceras* (vgl. Abb. 15) verkörpert einen abermaligen Entwicklungsschritt über das *Shumardites*-Stadium hinaus; hier haben die drei Teiläste des inneren Umbilikallobus völlige Selbständigkeit erlangt.

Die Lobenentwicklung von *Marathonites* zeichnet sich gegenüber den zuvor genannten Gattungen durch die Aufnahme eines neuen Stufenmerkmals aus: durch sekundäre Zweiteilung der der Naht zugewandten primären Spaltstücke der Loben. Frühontogenetisch knüpft sie, wie wir gesehen haben, einwandfrei an *Proshumardites* an; das Entwicklungsstadium unserer Abb. 10 b entspricht völlig der Lobenlinie von *Proshumardites*. Spätere Stadien erinnern an *Neoshumardites* und *Shumardites*, wenigstens soweit man sich das generell gleichartige Differenzierungs-Prinzip vor Augen hält und von untergeordneten Einzelheiten zu abstrahieren weiß. Denn daß hier, wie auch sonst in weiter Verbreitung, Spezialisations-Kreuzungen vorkommen, daß im einen Falle die Entwicklung des einen, im anderen die eines anderen Lobus ontogenetisch etwas schneller abläuft, hat nichts Überraschendes. Solche Unterschiede liegen beispielsweise darin, daß bei *Shumardites* die Dreiteilung von U_2 weiter fortgeschritten ist als die von U_1, während umgekehrt bei *Vidrioceras* und *Marathonites* die von U_1 ontogenetisch frühzeitiger abgeschlossen wird (vgl. Abb. 14—16). Das sind Heterochronien des Entwicklungsablaufes, wie sie überall bei der Entfaltung einzelner Organe auftreten.

Man darf daher in der Ontogenese niemals völlig, bis in jede Einzelheit übereinstimmende Abbilder der Lobenlinien stammesgeschichtlich vorausgehender Gattungen erwarten. Notwendig aber ist es, daß die zu verknüpfenden Formen einen grundsätzlich gleichen Bauplan der Lobenlinie besitzen, und das

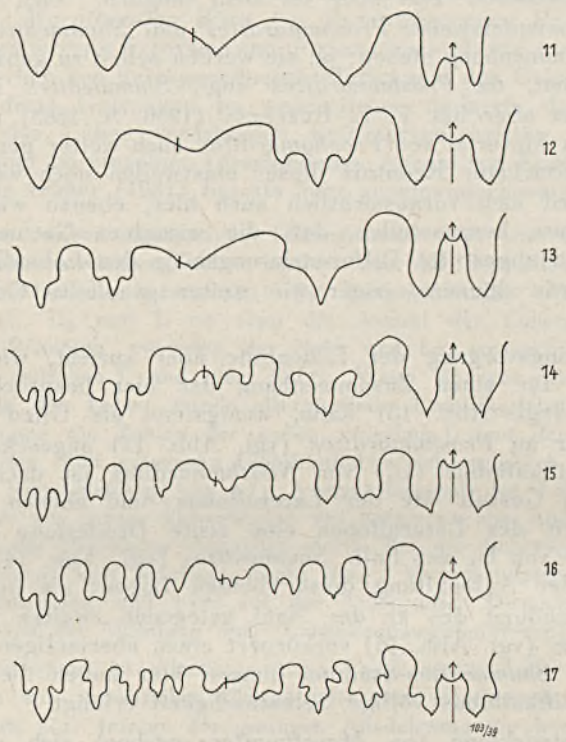


Abb. 11—17. Phylogenetische Entwicklung der Lobenlinie bei den Popanoceratida, anknüpfend an ein Lobenstadium wie bei *Goniatites* s. str. — 11: *Goniatites newsomi* Smith mut. β Moore. — 12: *Proshumardites karpinskyi* Raus. — 13: *Neoshumardites triceps* Ruž. — 14: *Shumardites (Subshumardites) senex* Mill. & Cline. — 15: *Vidrioceras uddeni* Böse. — 16: *Marathonites dieneri* Smith (unreifes Entwicklungsstadium). — 17: *Properrinites bösei* (Pl. & Sc.)

Orig. zu Abb. 11 aus dem Unterkarbon (P_2) von Dinckley, Lancs., im Geol. Landesmus. Berlin (Geschenk des Herrn E. W. J. Moore, Haslingden, Lancs.). — Orig. zu Abb. 16 aus dem Unterperm von Somohole, Timor, ebenfalls im Geol. Landesmus. Berlin (Geschenk des Geol. Inst. Delft). — Die übrigen Abbildungen nach Rauser-Tschernooussova, 1928 (Abb. 12, äußere Lobenlinie), V. E. Ružencev, 1936 (Abb. 12, innere Lobenlinie; Abb. 13), A. K. Miller & L. M. Cline, 1934 a (Abb. 14), E. Böse, 1917 (Abb. 15), F. B. Plummer & G. Scott, 1937 (Abb. 17)

ist bei all den hier behandelten Gattungen hinsichtlich einer überaus eigenartigen und bezeichnenden Entfaltungsweise der Fall.

Meine Auffassung geht also dahin, daß *Proshumardites, Pericleites, Neoshumardites, Shumardites, Vidrioceras, Marathonites, Stacheoceras, Neostachecceras, Popanoceras* usw. eine einzige eng zusammengehörige Gruppe bilden. Damit soll allerdings nicht gesagt sein, daß diese Gattungen sich einfach linear aneinander reihen. Eine Ableitung der Gattung *Shumardites* von *Neoshumardites* beispielsweise ist auf Grund der bis jetzt bekannten stratigraphischen Daten unmöglich; und ob *Marathonites* ein direkter Abkömmling von *Shumardites* ist, wie J. P. Smith (1927, S. 45) annahm, ist zum mindesten fraglich. Alle diese Gattungen stellen aber Glieder eines einheitlichen und geschlossenen Entwicklungsablaufes dar, der sich im übrigen in verschiedenen Parallel-, Haupt- und Nebenreihen mit verschiedener Entfaltungsgeschwindigkeit der Lobenlinie abgespielt haben mag. Diese Reihen bestehen aus teils enger, teils weiter genabelten Formen, teils mit und teils ohne Spiralstreifen.

Dementsprechend schließe ich die genannten Gattungen zu einer einzigen Familie zusammen, für die als älteste Bezeichnung der Name Popanoceratidae Hyatt, 1900 zur Verfügung steht. Diese eine Familie umfaßt somit Formen, die von Plummer & Scott auf die vier Familien der Agathiceratidae, Vidrioceratidae, Popanoceratidae und Shumarditidae aus zwei verschiedenen Superfamilien, Goniatitidea und Gastrioceratidea, verteilt wurden.

Die Familie Popanoceratidae enthält bei diesen Autoren als permische Gattung nur *Popanoceras* Hyatt. Die von ihnen im Anschluß an J. P. Smith (1913, S. 641) außerdem noch hinzugerechneten triadischen Genera *Parapopanoceras* Haug und *Megaphyllites* Mojs. haben damit zweifellos nichts zu tun. Es sind das Formen mit normaler Umbilikalloben-Bildung durch Sattelspaltung (vgl. die Lobenentwicklung bei Hyatt & Smith, 1905, Taf. 76), nicht aber mit der für die Popanoceratidae so überaus bezeichnenden Lobenteilung.

Das Hauptmerkmal der Familie gegenüber den „Vidrioceratidae" wird in der abgeflachten, scheibenförmigen Gehäusegestalt gesehen, was m. E. kein Kriterium zur Definition einer Familie ist, jedenfalls nicht in diesem Falle, wo es sich um eine einzelne Gattung aus einem größeren geschlossenen Entwicklungs-Zusammenhange handelt. Die eigene Familie Vidrioceratidae kommt damit in Fortfall.

Lediglich die Familie Shumarditidae kann zur Aufnahme der niedriger differenzierten Gattungen *Proshumardites, Neoshumardites, Pericleites, Shumardites* und *Vidrioceras* beibehalten werden, allerdings in anderer Zusammensetzung als bei Plummer & Scott und zur Unterfamilie innerhalb der Popanoceratidae degradiert. Die entsprechenden Definitionen folgen weiter unten.

Ob die Gattung *Preshumardites* Plummer & Scott (1937, S. 283) hierher gehört, die von ihren Autoren in die Familie Shumarditidae gerechnet und als Stammgruppe von *Shumardites* angesehen wird, ist einstweilen noch unsicher. Ich bin der Meinung, daß *Preshumardites* nomenklatorisch wohl als Homonym von *Pro-*

shumardites zu betrachten und damit zu streichen ist. A. K. Miller hält in seiner Besprechung der Abhandlung von Plummer & Scott (Palaeont. Zbl., 12, 1938, S. 239) *Preshumardites* für ein wahrscheinliches Synonym von *Glaphyrites* Ruž.; nach V. E. Ružencev (1936, S. 1085) gehört der Genotyp, *Pr. gaptankensis* (Mill.), vermutlich zu *Neoshumardites*. *Preshumardites stainbrooki* Pl. & Sc. könnte gleichfalls ein Vertreter von *Neoshumardites* sein. Da die inneren Lobenlinien dieser Formen nicht untersucht wurden, ist das jedoch ungewiß, und die Gattung *Preshumardites* muß daher einstweilen als ungenügend bekannt gelten. Die Auffassung, daß sie die Stammform von *Shumardites* bilde, steht damit auf sehr unsicheren Füßen. — Auch bei der von Plummer & Scott beschriebenen *Proshumardites*-Art ist die innere Lobenlinie nicht klargestellt, so daß die Bestimmung, insbesondere auch angesichts des jüngeren geologischen Alters, zweifelhaft bleibt.

Den gleichen Typus der Lobenentwicklung wie bei den Popanoceratidae treffen wir wieder bei *Perrinites* Böse, und wir hatten den sich um diese Gattung scharenden Formenkreis implicite bereits mit einbegriffen, wenn wir im vorhergehenden von dem den Popanoceratiden eigentümlichen Modus der Lobenspaltung sprachen. Die Abbildung eines jugendlichen Lobenstadiums von *Perrinites vidriensis* Böse bei E. Böse (1917, Taf. 10, Fig. 20) zeigt mit voller Deutlichkeit, daß auch hier eine Dreiteilung des Laterallobus durch zwei sich aufwölbende Sättel erfolgt. Andere Lobenbilder bei Plummer & Scott (1937, Taf. 25, Fig. 6—7) lassen erkennen, daß bei *Properrinites*[3]) *bösei* (Pl. & Sc.) (vgl. Abb. 17), ganz entsprechend wie bei *Marathonites, Stacheoceras* und den übrigen höheren Vertretern der Popanoceratidae, fernerhin der Dorsalast des Laterallobus und analog der Ventralast des ersten Umbilikallobus eine Zweiteilung durch einen vom Lobengrunde aufsteigenden Sattel erfährt. Weiteres Abbildungsmaterial bei Plummer & Scott veranschaulicht dasselbe für verschiedene *Perrinites*-Arten und zeigt weiterhin, daß auch der auf der Naht gelegene zweite Umbilikallobus aufgespalten wird.

Die übrigen eng mit *Properrinites* und *Perrinites* verbundenen Gattungen, wie *Waagenoceras* Gemm., *Hanieloceras* Mill., *Hyattoceras* Gemm. und *Cyclolobus* Waag. werden höchstwahrscheinlich den gleichen Modus der Lobenentwicklung aufweisen, obwohl Untersuchungen darüber einstweilen noch nicht vorliegen. Die von Plummer & Scott (1937, Taf. 39, Fig. 13) abgebildete äußere Lobenlinie eines *„Waagenoceras" guadalupense* Girty läßt mit einiger Wahrscheinlichkeit erschließen, daß hier

3) Die Gattung *Properrinites* wurde jüngst von M. K. Elias (1938, S. 102) mit dem Genotyp *P. bösei* (Pl. & Sc.) (die Angabe *„Properrinites plummeri* Elias" auf S. 102 oben links ist ein Druckfehler!) aufgestellt. Die angegebenen Unterschiede gegenüber *Perrinites* sind rein gradueller Art und m. E. kaum geeignet, daraufhin einen generischen Schnitt zu begründen. Trotzdem halte ich die Abtrennung der unterpermischen *bösei*-Gruppe für berechtigt, wenn man ihr in folgender Weise die Entwicklungshöhe der Lobenzerschlitzung zugrunde legt: Der Gattung *Properrinites* fehlt eine s e k u n d ä r e Zerschlitzung der Lobenlinie, während bei *Perrinites*, bei *P. vidriensis* und, besonders stark ausgeprägt, bei *P. hilli* (Smith), eine solche vorhanden ist, d. h. die primären Lobenzacken durch sekundäre Inzisionen abermals zerschlitzt sind. Das ist ein grundsätzlicher Entwicklungsschritt von einigermaßen erheblicher Bedeutung, der ein brauchbares Gattungskriterium abgibt.

wohl eine zweimal wiederholte Zweiteilung eines Dorsalastes des Lateral-lobus vorliegt, der seinerseits als dreiteilig anzunehmen ist. Man wird diese und andere Abbildungen in einem derartigen Sinne interpretieren dürfen, nachdem bei *Marathonites, Stacheoceras, Perrinites* usw. ein solches Entwicklungsprinzip der Lobenlinie sicher belegt ist.

Alle die genannten Gattungen unterscheiden sich von den Popanoceratidae dadurch, daß bei ihnen nicht nur die Loben, sondern auch die Sättel zerschlitzt sind, die Lobenlinie also von einem goniatitischen bzw. subceratitischen zu einem subammonitischen Stadium fortgeschritten ist. Wir stellen diese Formen in eine eigene Familie, für die der Name Cyclolobidae v. Zittel (1895, S. 408) zur Verfügung steht und hier in eingeschränkter Bedeutung übernommen wird.

Die Abgrenzung der beiden Familien ist, soweit ich sehe, scharf bis auf den Formenkreis des *Popanoceras multistriatum* Gemmellaro (1887, S. 21, Taf. 3, Fig. 1—5; Taf. 7, Fig. 31—32), der die Gehäusemerkmale von *Popanoceras* hat, aber eine von den Loben aus auf die Sättel übergreifende Zerschlitzung zeigt. O. G. Toumansky (1931, S. 84) hatte bereits richtig erkannt, daß unter *Popanoceras* Formen mit sehr verschiedener Differenzierungshöhe der Lobenlinie vereinigt sind, wobei er allerdings allein die Anzahl der Zacken des Externlobus ins Auge faßte. Die übereinstimmende Gehäusegestalt hat über die bestehenden Unterschiede der Lobenlinie hinwegsehen lassen. Toumansky ist der Meinung, daß die niederen Vertreter von *Popanoceras* „must perhaps be separated under the term *Propopanoceras*". Dabei ist ihm entgangen, daß nach der Festlegung durch Gemmellaro (1887, S. 19) den Typus von *Popanoceras* die Art *P. sobolewskyanum* (Vern.) darstellt, also gerade ein Vertreter mit geringer Differenzierung der Lobenlinie und mit unzerschlitzten Sätteln.

Abzutrennen ist daher die andere Gruppe, und für diese Formen mit dünn scheibenförmigem Gehäuse, engem bis geschlossenem Nabel und einer auf die Sättel übergreifenden Zerschlitzung schlage ich die Gattungsbezeichnung *Neopopanoceras* vor. Den Genotyp bildet *N. multistriatum* (Gemm.); *Popanoceras clausum* Gemm. und *P. wanneri* Toum. gehören als weitere Vertreter hierher. Man wird diese Gattung, unbeschadet ihrer Gehäuseähnlichkeit mit *Popanoceras,* bereits zur Familie Cyclolobidae rechnen müssen.

Die Cyclolobidae leiten sich unzweifelhaft von den Popanoceratidae ab. *Perrinites* beispielsweise durchläuft, ebenso wie *Marathonites* und die übrigen Popanoceratinae, ein *Proshumardites-* und ein *Shumardites*-Stadium. Beiden Familien gemeinsam ist der überaus eigenartige Entwicklungsmodus der Lobenlinie, der sie zu einer höheren, selbständigen Einheit verbindet und den übrigen Gruppen der paläozoischen Ammoneen scharf gesondert gegenüberstellt. Diese Zusammengehörigkeit und Sonderstellung ist durch Errichtung eines gemeinsamen Oberbegriffes zum Ausdruck zu bringen. Ich schlage als solchen eine neue Superfamilie Popanoceratida vor. Wir gelangen damit insgesamt zu der folgenden Gliederung:

Superfam. Popanoceratida nov. Paläozoische Ammoneen mit Aufspaltung des Laterallobus und evtl. auch des 1. und des 2. Umbilikallobus in drei Teiläste. Wofern eine weitere Vermehrung der Lobenelemente vorliegt,

erfolgt sie durch ein- oder mehrmalige Zweiteilung des jeweils der Naht zugewandten Teilastes des Lateral-, 1. und 2. Umbilikallobus. — Der Sipho liegt von Anfang an unverändert an der Externseite. Die Siphonaldüten sind verhältnismäßig kurz, in der Jugend nach hinten, im Alter nach vorn gerichtet.

1. **Fam. Popanoceratidae** Hyatt. Popanoceratida mit unzerschlitzten Sätteln, also mit goniatitischer bis subceratitischer Lobenlinie.

   a) **Subfam. Shumarditinae** (Pl. & Sc.) nov. Popanoceratidae mit wenigen Lobenkomponenten, mit beginnender oder abgeschlossener Dreiteilung des Laterallobus und ferner evtl. auch des 1. und 2. Umbilikallobus, aber noch ohne weitere Aufspaltung der Teiläste dieser Loben.

   b) **Subfam. Popanoceratinae** nov. Popanoceratidae mit zahlreichen Lobenkomponenten, mit ein- oder mehrmaliger Zweiteilung der zur Naht gewandten Teiläste des Lateral-, 1. und 2. Umbilikallobus.

2. **Fam. Cyclolobidae** Zitt. Popanoceratida mit zerschlitzten Sätteln, also mit subammonitischer Lobenlinie, die im übrigen stets aus zahlreichen Lobenkomponenten besteht.

Wir haben mehrfach betont, daß die Dreiteilung des Laterallobus und etwaiger Umbilikalloben, verbunden mit einer phylogenetisch fortschreitenden Zweiteilung immer weiterer Spaltstücke einen ausschließlich auf die Gruppe der Popanoceratida beschränkten Gestaltungsprozeß darstellt. Dazu ist im folgenden noch einiges zu sagen.

Es ist möglich, daß eine analoge Dreiteilung des Laterallobus auch bei der Gattung *Agathiceras* Gemm. vorliegt. Die früher von mir (1931, S. 200) gegebene Deutung der Lobenlinie von *Agathiceras* halte ich für unbefriedigend und bin heute geneigt, an eine etwaige Aufspaltung des Laterallobus wie bei *Shumardites* zu denken. Leider waren alle meine Bemühungen vergeblich, bei *A. sundaicum* Han. von Timor und bei *A. suessi* Gemm. aus Sizilien den Entwicklungsgang der Lobenlinie klarzustellen. Auch bei dem aus Texas stammenden Material ist das anscheinend noch nicht gelungen. E. Böse (1917, S. 115) gibt für den dortigen *A. frechi* Böse an, daß kleine Exemplare von 5 mm Durchmesser schon genau die gleiche äußere Lobenlinie zeigen wie erwachsene Stücke von der vierfachen Größe. Soweit also hier tatsächlich eine Dreiteilung des Laterallobus und nicht eine Bildung selbständiger Umbilikalloben vorliegt, muß sie bereits auf sehr frühen Jugendstadien abgeschlossen sein. Eine weitere Fortbildung der etwaigen Lobenspaltung tritt jedoch bei den Agathiceratidae im Gegensatz zu den Popanoceratida nicht auf.

Es kommt ferner hinzu, daß *Agathiceras* sich von den Popanoceratida grundlegend durch die Ausbildungsweise des Siphos unterscheidet. Wie ich 1920 und 1931 zeigen konnte, liegt bei *Agathiceras* der Sipho in der Jugend der Internseite genähert, unterhalb der Windungsmitte, und wandert sehr langsam an die Externseite, die er erst im Alter erreicht. Außerdem sind die Siphonaldüten sehr lang und zeitlebens nach hinten gerichtet. Diese Beobachtungen sind von M. Schoulga-Nesterenko (1926) und J. C. A. Böhmers (1936) bestätigt worden.

Bei den Popanoceratida dagegen liegt der Sipho zeitlebens an der Externseite und hat kurze, im Alter nach vorn gerichtete Düten. Dieses Verhalten ist von Schoulga-Nesterenko, Böhmers und mir für *Popanoceras, Marathonites, Stacheoceras, Neostacheoceras, Hyattoceras* und *Cyclolobus* nachgewiesen worden, und aller Wahrscheinlichkeit nach werden sich die bisher noch nicht untersuchten Gattungen *Proshumardites, Shumardites* usw. ebenso verhalten. Eine derartige Ausbildung ist jedenfalls für die Goniatiten und ihre Abkömmlinge das Normale, während das Verhalten von *Agathiceras* sehr ungewöhnlich ist. Böhmers hat daraufhin, wie wir bereits erwähnten, für *Agathiceras* eine eigene Superfamilie Agathiceratida begründet. Auf jeden Fall ist also *Agathiceras* durchgreifend verschieden von den Popanoceratida und mit ihnen auch dann nicht zu vereinigen, wenn bei ihm nachgewiesen werden kann, daß seine drei Seitenloben tatsächlich durch eine Aufspaltung des primären Laterallobus entstanden sind.

Unter den jüngeren Ammoniten ist mir nur ein einziger Fall einer entfernt ähnlichen Dreiteilung des Laterallobus bekannt geworden: bei der Gattung *Coilopoceras* Hyatt aus der oberen Kreide, deren Lobenentwicklung A. Hyatt (1903, Taf. 10) dargestellt hat. Selbst wenn mir das eine oder andere weitere Beispiel entgangen sein sollte, so zeigt sich doch, wie außerordentlich selten eine Aufspaltung des Laterallobus bei den Ammoneen ist.

Nahezu ebenso selten ist eine Dreiteilung von Umbilikalloben. Eine solche des innen gelegenen ersten Umbilikallobus ist m. W. außer bei den Popanoceratiden sonst nirgends bekannt. Eher neigen dazu die auf der Naht gelegenen Umbilikalloben. Eine derartige Aufspaltung in drei Teiläste zeigt der Umbilikallobus U_3 bei *Schistoceras* Hyatt, wie A. K. Miller & J. B. Owen (1937, Abb. 5, S. 421) überzeugend dargetan haben. Eine analoge Dreiteilung des auf der Naht gelegenen Umbilikallobus — es ist hier der Lobus U_2 — tritt wahrscheinlich auch bei der Gattung *Metalegoceras* Schdwf. auf. Es sind das vereinzelte und nicht weiter ausgebaute Ansätze zu einer ähnlichen Entwicklungsrichtung, wie sie bei den Popanoceratida, hier sämtliche Elemente außer dem Extern- und dem Internlobus erfassend, zu reicher Entfaltung gelangt ist. Stammesgeschichtlich stehen diese Formen nicht in einem unmittelbaren Zusammenhang mit dem Popanoceratida; es handelt sich dabei vielmehr, wenn man so will, um eine Art von „Zeitsignaturen" im Sinne Dacqué's.

Da die sämtlichen Popanoceratida eine Lobenlinie besitzen, die an selbständigen Lobenelementen nur die Loben I, U_1, U_2, L und E enthält, können sie selbstverständlich nur von entsprechend elementarmen Goniatiten mit ebenfalls nur z w e i Umbilikalloben abgeleitet werden. Ihr Ausgangspunkt dürfte bei oder in der Nähe von *Goniatites* de Haan, s. str. zu suchen sein, von dem *Proshumardites* sich zwanglos ableiten läßt (vgl. Abb. 11, 12).

Unmöglich ist es dagegen, mit L. F. Spath (1934, S. 16) die Popanoceratidae und Cyclolobidae auf die Schistoceratidae zurückzuführen. *Schistoceras* ist einmal erheblich jünger als *Proshumardites* und besitzt vor allem eine primär elementreichere Lobenlinie, also eine größere Anzahl selbständiger Umbilikalloben.

Allerdings hat Spath wiederholt erklärt, daß dem Entwicklungsgange der Lobenlinie nur eine geringe stammesgeschichtliche und systematische Be-

deutung beizumessen sei. Ich bin anderer Auffassung und meine, daß es einen Verzicht auf wissenschaftliche Behandlung bedeutet, wenn man die Lobenentwicklung vernachlässigt und sich damit des einzig zuverlässigen Mittels begibt, Analogien und Homologien als solche zu erkennen und auseinanderzuhalten. Das aber erscheint mir in erster Linie notwendig. Denn ich betrachte es als sinnlos, minutiöse Beschreibungen von Einzelzacken und -zähnchen zu geben und diese zu stammesgeschichtlichen Folgerungen heranzuziehen, wenn die untereinander verglichenen Zacken und Zähnchen genetisch ganz verschiedenen Grundelementen der Lobenlinie angehören und diese Lobenlinien nach völlig verschiedenen Bauplänen organisiert sind!

Wahrscheinlich wird mir auch jetzt wieder die von mir bereits mehrfach zurückgewiesene Belehrung erteilt werden, daß man die Systematik nicht auf ein einzelnes Merkmal begründen dürfe. Ich halte dem von vornherein gegenüber, daß ich selbstverständlich die offen zutage liegenden, bequem zugänglichen Formmerkmale, Gehäusegestalt, Skulptur usw., ebenfalls gesehen habe, daß ich darüber hinaus aber z w e i Merkmalskomplexe, nämlich die Entwicklung der Lobenlinie und das Verhalten des Syphos, m e h r untersucht und entsprechend ausgewertet habe als meine Vorgänger und Gegner!

Zum Schluß sei noch einmal scharf betont, wie ich das auch früher (1931, S. 201) bereits getan habe, daß es unmöglich ist, die triadischen Arcestidae an die Popanoceratida anzuschließen, was seit Hyatt's Zeiten immer wieder und auch neuerdings noch geschehen ist. Böse, Haug, Karpinsky, Maximova, Mojsisovics, Smith, Toumansky, Voinova u. a. haben die Popanoceratiden unmittelbar zu den Arcestidae gestellt, was nicht angängig ist. In diesem Punkte stimme ich voll mit L. F. Spath (1934, S. 16) überein.

Ein solcher Zusammenhang kann nicht angenommen werden, da die Ausgestaltung der Lobenlinie bei *Arcestes* und *Proarcestes* (vgl. Abb. 8), ebenso übrigens auch bei *Parapopanoceras* (vgl. Hyatt & Smith, 1905, Taf. 76) und *Megaphyllites,* auf grundsätzlich anderem, nämlich dem normalen Wege der Sattelspaltung, also durch Bildung selbständiger Umbilikalloben, vor sich geht. Die Lobenvermehrung erfolgt hier nach dem Prinzip I U_1 U_3 U_5 . . . U_4 U_2 L E M. Diese Lobenlinie ist also mit der von *Marathonites,* wie ein Blick auf die abgeleiteten beiderseitigen Lobenformeln zeigt, überhaupt nicht zu vergleichen. Es besteht in dieser Hinsicht zwischen den Arcestidae und den Popanoceratidae der gleiche Unterschied wie zwischen den letzteren und den Adrianitidae. Entgegen den Angaben von J. P. Smith (1932, S. 24) kann also gar keine Rede davon sein, daß *Marathonites* Lobenstadien von *Adrianites* rekapituliere, und daß er seinerseits von den Arcestidae rekapituliert werde. Die von ihm aufgestellte Reihe *Adrianites* –> *Marathonites* –> Arcestidae ist unmöglich!

Die Popanoceratida mit ihrer exzessiven Differenzierung der Lobenlinie sind vielmehr offensichtlich mit Ausgang des Perms nachkommenlos erloschen. Meines Wissens jedenfalls ist unter den triadischen Ammoneen bisher nirgends ein entsprechender Spaltungsprozeß des Laterallobus und etwaiger weiterer Loben nachgewiesen.

V. Zusammenfassung

Eine Neuuntersuchung des Genotyps von *Pericleites* Renz ließ feststellen, daß dieser gleich den Vertretern der Gattungen *Proshumardites* Raus., *Neoshumardites* Ruž. und *Shumardites* Smith durch eine Dreiteilung des Laterallobus ausgezeichnet ist. *Pericleites* ist mithin in die *Shumardites*-Gruppe zu stellen, aber als selbständige Gattung zu betrachten.

Im folgenden Abschnitt wird eine von W. Reichardt gesammelte kleine Goniatiten-Fauna aus dem Oberkarbon des Naßfeldes in den Karnischen Alpen besprochen. Sie umfaßt eine nicht näher bestimmbare Form aus der Verwandtschaft von *Proshumardites*, ein *Paragastrioceras* sp. und einen einstweilen nicht deutbaren Goniatiten.

Der Schlußteil beschäftigt sich mit der systematischen Einordnung der Gattung *Pericleites* und der mit ihr verbundenen Typen der *Shumardites*-Gruppe. Ferner wird Stellung genommen zu der neuen Systematik der jungpaläozoischen Ammoneen von Plummer & Scott. Der eigenartige Teilungsmodus des Laterallobus bei *Proshumardites, Pericleites* usw. findet sich wieder in der Familie Popanoceratidae, wie an der eingehend analysierten Lobenentwicklung von *Marathonites* gezeigt wird. Die fraglichen Gattungen werden daher, zu einer Unterfamilie Shumarditinae zusammengefaßt, in die Familie Popanoceratidae eingereiht. Die Cyclolobidae zeigen als Abkömmlinge der Popanoceratidae den gleichen, anderweitig unbekannten Bauplan der Lobenlinie, der diese beiden Gruppen in scharfen Gegensatz zu den übrigen jungpaläozoischen Ammoneen stellt. Sie werden zu einer neuen Superfamilie Popanoceratida zusammengefaßt. Die Popanoceratida sind gegen Ende des Perms nachkommenlos erloschen; die triadischen Arcestidae sind mit ihnen stammesgeschichtlich nicht verknüpft.

Außer den bereits genannten sind die folgenden neuen systematischen Einheiten aufgestellt: *Proshumardites delépinei* n. sp. aus dem nordafrikanischen Namur, *Subshumardites* n. subg. (Genus *Shumardites*, Unterfamilie Shumarditinae) mit dem Typus *Shumardites (Subshumardites) fornicatus* Pl. & Sc. und *Neopopanoceras* n. g. (Familie Cyclolobidae) mit dem Typus *N. multistriatum* (Gemm.).

VI. Schriften

Böhmers, J. C. A.: Bau und Struktur von Schale und Sipho bei permischen Ammonoidea. — Diss. Univ. Amsterdam, 125 S., 67 Abb., 2 Taf. Amsterdam 1936.

Böse, E.: The Permo-Carboniferous Ammonoids of the Glass Mountains, West Texas, and their stratigraphical significance. — Univ. Texas Bull., **1762**, 241 S., 11 Taf. Austin, Texas, 1917.

Delépine, G. & Menchikoff, N.: La faune des schistes carbonifères à *Proshumardites* de Haci-Diab (Confins algéro-marocains du Sud). — Bull. Soc. géol. France, (5), **7**, S. 77—90, 13 Abb., Taf. 5. Paris 1937.

Elias, M. K.: Studies of Late Paleozoic Ammonoids. III. *Properrinites plummeri* Elias, n. gen. and n. sp., from Late Paleozoic Rocks of Kansas. — J. Paleont., **12**, S. 101—105, 1 Abb., Taf. 20, Fig. 8. Menasha, Wis., 1933.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Frebold, H.: Marines Unterperm in Ostgrönland und die Frage der Grenzziehung zwischen dem pelagischen Oberkarbon und Unterperm. — Medd. Grønland, **84**, Nr. 4, 35 S., 4 Abb., 1 Taf. Kopenhagen 1932.

Gemmellaro, G. G.: La Fauna dei Calcari con *Fusulina* della Valle del Fiume Sosio nella Provincia di Palermo. — Fasc. 1, 96 S., Taf. A, 1—10. Palermo 1887.

Haniel, C. A.: Die Cephalopoden der Dyas von Timor. — In: Wanner, J.: Paläontologie von Timor, Lief. 3, Abh. 6, VI u. 153 S., 38 Abb., Taf. 46 bis 56. Schweizerbart, Stuttgart, 1915.

Haug, E.: Les Ammonites du Permien et du Trias. Remarques sur leur classification. — Bull. Soc. géol. France, (3), **22**, S. 385—412, 13 Abb. Paris 1894.

Hyatt, A.: Ammonoidea. — In: von Zittel, K. A. & Eastmann, C. R.: Text-Book of Palaeontology, 1. Aufl., **1**, S. 536—592, Abb. 1089—1235. Macmillan, London 1900.

— : Pseudoceratites of the Cretaceous. — Monogr. U. S. geol. Surv., **44**, 351 S., 47 Taf. Washington 1903.

Hyatt, A. & Smith, J. P.: The Triassic cephalopod genera of America. — Prof. Pap. U. S. geol. Surv., **40**, 394 S., 1 Abb., 85 Taf. Washington 1905.

Jongmans, W. J.: Die Flora des „Stangalpe"-Gebietes in Steiermark. — C. R. deux. Congr. Stratigr. carbon. Heerlen Sept. 1935, **3**, S. 1259—1298, Taf. 114 bis 145. Maestricht 1938.

Karpinsky, A.: Über die Ammoneen der Artinsk-Stufe und einige mit denselben verwandte carbonische Formen. — Mém. Acad. imp. Sci. St.-Pétersbourg, (7), **37**, Nr. 2, 104 S., 32 Abb., 5 Taf. St. Petersburg 1889.

— : Zur Ammoneen-Fauna der Artinsk-Stufe. — Bull. Acad. imp. Sci. St.-Pétersbourg, n. S. **2**, (**34**), S. 139—154, 15 Abb. St. Petersburg 1892.

Krestovnikoff, V. N.: On the Stratigraphy of the Goniatite Formation of the Carboniferous in the region of Suran-river, South Ural. — Bull. Soc. Naturalistes Moscou, n. S. **43**, Sect. géol., **13**, S. 114—123, 1 Abb. Moskau-Leningrad 1935. [Russ. m. engl. Zusammenf.]

Leuchs, K.: Marines Oberkarbon im zentralen Tianschan. — Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., 1919, S. 217—228, 2 Abb., 1 Taf. München 1919.

Maximova, S. W.: On some new species of Artinsk Ammonoids. — Bull. Soc. Naturalistes Moscou, n. S. **43**, Sect. géol., **13**, S. 273—288, 15 Abb., 1 Taf. Moskau-Leningrad 1935. [Russ. m. engl. Zusammenf.]

Miller, A. K.: A new Ammonoid fauna of late Paleozoic age from western Texas. — J. Paleont., **4**, S. 383—412, Taf. 38—39. Tulsa, Okla., 1930.

— : *Metalegoceras jacksoni* of the Irwin River Coalfield, Western Australia. — Amer. J. Sci., (5), **24**, S. 433—442, 3 Abb., 1 Taf. New Haven, Conn., 1932.

Miller, A. K.: Age of the Permian limestones of Sicily. — Amer. J. Sci., (5), **26**, S. 409 bis 427. New Haven, Conn., 1933.

— : *Pseudoparalegoceras*, a new Genus of Carboniferous Ammonoids. — J. Paleont., **8**, S. 18—20, Taf. 2. Menasha, Wis., 1934.

— : Comparison of Permian Ammonoid Zones of Soviet Russia with those of North America. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geologist's, **22**, S. 1014 bis 1019. Tulsa, Okla., 1938.

Miller, A. K. & Cline, L. M.: The Cephalopod Fauna of the Pennsylvanian Nellie Bly Formation of Oklahoma. — J. Paleont., **8**, S. 171—185, Taf. 28. Menasha, Wis., 1934. [1934 a.]

— : The Cephalopods of the Phosphoria Formation of Northwestern United States. — J. Paleont., **8**, S. 281—302, 1 Abb., Taf. 39. Menasha, Wis., 1934. [1934 b.]

Miller, A. K. & Owen, J. B.: A new Pennsylvanian Cephalopod Fauna from Oklahoma. — J. Paleont., **11**, S. 403—422, 5 Abb., Taf. 50—52. Menasha, Wis., 1937.

Mojsisovics von Mojsvár, E.: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. **1.** — Abh. k. k. geol. Reichsanst., **6**, 1. Hälfte, 356 S., 8 Abb., 93 Taf. Wien 1873—1902.

Plummer, F. B. & Scott, G.: Upper Paleozoic Ammonites in Texas. — Univ. Texas Bull., **3701**, Geol. of Texas, **3**, P. 1, S. 1—516, 88 Abb., Taf. 1—41. Austin, Texas, 1937.

Rauser-Tschernooussova, D. M.: Über die Carbonammonitenfauna von Fergana. — Bull. Assoc. Rech. sci. Fac. Sci. prem. Univ. Moscou, **1**, S. 164 bis 178, 14 Abb., 1 Taf. Moskau 1928. [Russ. m. deutsch. Zusammenf.]

Reichardt, W.: Die ostalpinen Naßfeldschichten — eine Brücke zwischen Mitteleuropa und Rußland. — C. R. deux. Congr. Stratigr. carbon. Heerlen Sept. 1935, **2**, S. 919—1055, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 100—105. Maestricht 1937.

Renz, C.: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., **60**, S. 421—636, 33 Abb., Taf. 18 bis 22. Wien 1910.

Ružencev, V. E.: Paleontological notes on the Carboniferous and Permian Ammonoids. — Probl. Soviet Geol., **6**, S. 1072—1083, 5 Abb. Moskau-Leningrad 1936. [Russ. m. engl. Zusammenf.]

— : The Carboniferous and Permian problem. — Bull. Soc. Naturalistes Moscou, n. S. **45**, Sect. géol., **15**, S. 401—411. Moskau-Leningrad 1937. [Russ.]

Schindewolf, O. H.: Über die Siphonalbildungen der Ammonoidea. — Sber. Ges. Beförder. ges. Naturwiss. Marburg, 1920, S. 32—42, 2 Abb. Marburg 1920.

— : Vergleichende Studien zur Phylogenie, Morphogenie und Terminologie der Ammoneenlobenlinie. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **115**, 102 S., 40 Abb., 1 Taf. Berlin 1929.

Schindewolf, O. H.: Über den Ammoniten-Sipho. — Sber. preuß. geol. L.-A., **6**, S. 197 bis 209, 1 Abb., Taf. 5. Berlin 1931.

— : Über zwei jungpaläozoische Cephalopodenfaunen von Menorca. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., (3), **10**, S. 155—192, 4 Abb., Taf. 6. Berlin 1934.

Schmidt, H.: Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 489—609, 2 Abb., Taf. 19—26. Berlin 1925.

— : Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. — Beitr. Geol. westl. Mediterrangeb., Nr. 8. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., (3), **5**, IV u. 85 S., 21 Abb., 2 Taf. Berlin 1931.

Schoulga-Nesterenko, M.: Nouvelles données sur l'organisation intérieure des conques des ammonites de l'étage d'Artinsk. — Bull. Soc. Naturalistes Moscou, n. S. **34**, Sect. géol., **4**, S. 81—100, 9 Abb., Taf. 2. Moskau 1926.

Smith, J. P.: The Carboniferous Ammonoids of America. — Monogr. U. S. geol. Surv., **42**, 211 S., 29 Taf. Washington 1903.

— : Ammonoidea. — In: von Zittel, K. A. & Eastmann, C. R.: Text-Book of Palaeontology, 2. Aufl., **1**, S. 617—677, Abb. 1138—1312. Macmillan, London 1913.

— : Permian Ammonoids of Timor. — Jaarb. Mijnwezen Nederl.-Indië, **55**, Verh., 1926, I, S. 1—90, Taf. 1—16. 's-Gravenhage 1927.

— : The transitional Permian Ammonoid fauna of Texas. — Amer. J. Sci., (5), **17**, S. 63—80, Abb. A—C. New Haven, Conn., 1929.

— : Lower Triassic Ammonoids of North America. — Prof. Pap. U. S. geol. Surv., **167**, V u. 199 S., 1 Abb., 81 Taf. Washington 1932.

Spath, L. F.: Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History). P. IV. The Ammonoidea of the Trias. — XVI u. 521 S., 160 Abb., 18 Taf. Brit. Mus., London 1934.

Toumansky, O. G.: The Permo-Carboniferous Beds of the Crimea. P. I. Cephalopoda, Ammonoidea. — Geol. Surv., Paleont. and Stratigr., 117 S., 50 Abb., 8 Taf. Moskau-Leningrad 1931. [Russ. m. engl. Zusammenf.]

— : About the representatives of the family Adrianitidae Schindewolf. — Bull. Soc. Naturalistes Moscou, n. S. **45**, Sect. géol., **15**, S. 375—378, 7 Abb. Moskau-Leningrad 1937. [Russ. m. engl. Zusammenf.]

de Verneuil, E. in: Murchison, R. I., de Verneuil, E. & de Keyserling, A.: Géologie de la Russie d'Europe et des Montagnes de l'Oural, **2**, Paléontologie. — XXXII u. 512 S., Taf. 1—43, A—G. Murray, London u. Bertrand, Paris 1845.

Voinova, E.: Some Ammonites from the Baigendja horizon of the Artinskian. South Ural. — Trans. unit. geol. prosp. Serv. USSR., **352**, 60 S., 22 Abb., 5 Taf. Leningrad 1934. [Russ. m. engl. Zusammenf.]

Wanner, J.: Beiträge zur Paläontologie des Ostindischen Archipels. III. Zur Kenntnis der permischen Ammonoideenfauna von Timor. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. 67, B, S. 257—278, 1 Abb., Taf. 9—10; 11, Fig. 1—6. Stuttgart 1932.

Wedekind, R.: Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). — Palaeontographica, 62, S. 85—184, 54 Abb., Taf. 14—22. Stuttgart 1918.

von Zittel, K. A.: Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). — 1. Aufl., VIII u. 971 S., 2048 Abb. Oldenbourg, München u. Leipzig 1895.

Urschrift eingegangen am 15. November 1938

Druckauftrag erteilt am 13. April 1939

Bemerkungen zur Stratigraphie des oberfränkisch-ostthüringischen Unterkarbons

Von Otto H. Schindewolf, Berlin

Tafel 16 u. 17 und 8 Abbildungen

Inhalt

Seite

A. Einleitung 456
B. Zur Stratigraphie 457
1. *Gattendorfia*-Stufe 457
2. Geigen-Schiefer 459
3. Ruß-Schiefer 460
4. Kohlenkalk 461
5. Geoden-Horizont von Zadelsdorf 462
6. Gliederung der *Pericyclus*-Stufe 471
7. Schichtlücken 471
C. Zusammenfassung 472
D. Schriften 473

A. Einleitung

Vor kurzem ging mir eine sehr bemerkenswerte Abhandlung von H. Korn (1938) über „Schichtung und absolute Zeit" zu, in der Fragen der Unterkarbon-Stratigraphie und der Devon-Karbon-Grenze im thüringisch-fränkischen Gebiete einen breiten Raum einnehmen.

Der Verfasser spricht mir darin zwar auf der einen Seite seinen Dank für meine Unterstützung aus, ist aber auf der anderen Seite eifrig bemüht, gewisse mir unterlaufene Irrtümer, die längst berichtigt sind, in ein möglichst helles Licht zu rücken. Es ist richtig: meine ursprüngliche paläontologische Deutung von *Wocklumeria* und die dadurch bedingte stratigraphische Einstufung der *Wocklumeria*-Stufe (1920, 1921, 1923 a) war verfehlt, und dieser verhängnisvolle Irrtum soll keineswegs verschleiert werden. Andererseits kann jedoch von einem Doktoranden — es handelte sich um meine Doktorarbeit — kaum erwartet werden, daß er hier sogleich eine richtige Lösung fand, nachdem sehr erfahrene Cephalopoden-Kenner bzw. Devon-Stratigraphen in Fragen geirrt hatten, die mit diesem Problem eng zusammenhängen. Das von mir hauptsächlich bearbeitete Profil von Gattendorf bei Hof war zudem, wie sich später herausstellte, infolge seiner Fossilarmut und unvollständigen Entwicklung der *Wocklumeria*-Stufe sehr wenig geeignet zu einer Klärung der damals recht verwickelten Verhältnisse.

Was von H. Korn dagegen nicht erwähnt wird, ist, daß ich 1924 selbst die systematische Stellung von *Wocklumeria* aufklären und damit Irrtümer beseitigen konnte, die für die falsche stratigraphische Deutung bestimmend waren. Beweiskräftig sind die eindeutigen und fossilreichen Profile des Hönnetal-Gebietes im Sauerlande, und an diesen konnte H. Schmidt (1923, 1924) feststellen, daß die *Gattendorfia-* oder die *Protocanites*-Stufe, wie er sie nannte, im Hangenden der *Wocklumeria*-Stufe, und nicht in ihrem Liegenden auftritt. Durch eine eingehende monographische Bearbeitung der Cephalopoden-Fauna der *Wocklumeria*-Stufe im Sauerlande habe ich dann später (1937) erst selbst die Grundlagen geschaffen, mit denen die verarmte Fauna dieses Horizontes von Gattendorf, Ebersdorf usw. im Liegenden der *Gattendorfia*-Stufe überhaupt erst einwandfrei wiederzuerkennen ist. Zur Zeit meiner Erstbearbeitung waren von der reichen Cephalopoden-Fauna der *Wocklumeria*-Stufe im wesentlichen nur die Vertreter der Gattungen *Wocklumeria, Parawocklumeria* und *Epiwocklumeria* bekannt. Diese aber fehlen im Gattendorfer Profil völlig, so daß ich ihr Lager außerhalb dieser Schichtfolge, im Hangenden, suchte.

Ferner habe ich als erster die stratigraphischen Parallelen der *Wocklumeria-* und der *Gattendorfia*-Stufe richtig erkannt, was ebenfalls von H. Korn nicht erwähnt und wohl übersehen wurde. In dem Bericht eines vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft gehaltenen Vortrages (1927, S. *239*) stellte ich fest, daß unsere deutsche *Wocklumeria*-Stufe „ganz oder wenigstens in ihren höheren Teilen ein Äquivalent des französischen Etroeungts bildet, während die *Gattendorfia*-Stufe die Cephalopodenfazies des unteren Abschnittes der Tournaischichten (etwa $T_{1\,a-c}$ der belgischen Karte bzw. $Z_1 + Z_2$ der englischen Bezeichnungsweise) darstellt". Zu genau den gleichen Schlußfolgerungen ist einige Jahre später G. Delépine (1930) gelangt. H. Korn (S. 81) würdigt diese Arbeit, nachdem er zuvor die meinigen besprochen hat, mit den Worten: „Hier schafften die Untersuchungen von Delépine (1930) Klarheit." Die Verdienste Herrn Delépine's sollen keineswegs geschmälert werden; er ist unabhängig von mir und auf breiter Grundlage zu seinen Schlüssen gelangt. Wenn aber derartige Gegenüberstellungen gemacht werden, so ist es für mich ein Akt der Selbstbehauptung, darauf hinzuweisen, daß ich nicht nur Fehler begangen, sondern auch richtige Ergebnisse erzielt habe, und zwar früher, als der Autor, dem sie zugeschrieben werden.

Die Abhandlung H. Korn's bietet mir Veranlassung, einmal kurz zusammenzufassen, was auf Grund des heutigen Kenntnisstandes und einiger Veröffentlichungen neuerer Zeit, die ihm zum Teil unbekannt geblieben sind, über die stratigraphische Einstufung verschiedener Unterkarbon-Horizonte des fränkisch-thüringischen Raumes zu sagen ist. Ich beschränke mich dabei auf die fossilführenden Schichtglieder, die einer biostratigraphischen Behandlung zugänglich sind.

B. Zur Stratigraphie

1. *Gattendorfia*-Stufe

H. Korn (1938, S. 81) kommt gleich mir zu der Auffassung, daß die *Gattendorfia*-Stufe einen oberdevonischen Charakter trägt. Ihre Cephalopoden-Fauna steht der des Oberdevons näher als der des Unterkarbons. Ich bin daher bei verschiedenen früheren Gelegenheiten (1926 a, 1928, 1936) dafür eingetreten, die Devon-Karbon-Grenze oberhalb der *Gattendorfia*-Stufe zu legen,

auch nachdem ich festgestellt hatte, daß ihre Äquivalente im Unteren Tournai liegen. Da die Begrenzung des Tournais ursprünglich im wesentlichen auf fazieller Grundlage vorgenommen war, erschien mir eine aus der Cephalopoden-Entwicklung abgeleitete rationelle Grenzziehung in dem genannten Sinne als die beste Lösung.

Verschiedene Fachgenossen haben zwar die von mir vorgebrachten sachlichen Gründe als berechtigt anerkannt, mich jedoch davon überzeugt, daß mein Vorschlag, da er zu stark vom bisherigen Brauche abweiche, keine Aussicht auf allgemeine Annahme habe. Gemeinsam mit W. Paeckelmann habe ich daher auf dem letzten Karbon-Kongreß in Heerlen (1935) den Antrag gestellt, die Karbon-Grenze zwischen die *Wocklumeria*- und die *Gattendorfia*-Stufe zu legen (Paeckelmann & Schindewolf, 1937). Dieser Antrag ist angenommen worden, und die Karbon-Grenze ist nunmehr fixiert mit dem Verschwinden der Clymenien einerseits und mit dem ersten Auftreten der Gattungen *Gattendorfia, Protocanites, Pseudarietites* usw. andererseits, d. h. sie ist zwischen den sogenannten Hangenberg-Schiefer und den Hangenberg-Kalk H. Schmidt's (1924) in dem Richtprofil des Hönnetal-Bahneinschnittes gelegt worden.

Dieser Grenzziehung hat H. Paul (1937 a, S. 747—748, Fußn. 1) widersprochen, der die Hangenberg-Schiefer noch zum Karbon rechnen möchte. Da ich (1937) zeigen konnte, was Herrn Paul damals noch nicht bekannt war, daß die Hangenberg-Schiefer eine recht formenreiche Clymenien-Fauna von reinem Wocklumer Gepräge enthalten, ist dieser Vorschlag nicht annehmbar. Die Hangenberg-Schiefer schließen sich eindeutig an das Liegende, den Wocklumer Kalk an, zeigen aber keinerlei faunistische Beziehungen zu der hangenden *Gattendorfia*-Stufe, mit der sie daher entgegen der ursprünglichen Auffassung H. Schmidt's nicht vereinigt werden können.[1])

Im Gegensatze zu H. Paul erwarte ich in den Hangenberg-Schiefern auch bei einer erweiterten Kenntnis ihrer Cephalopoden-Fauna keinen allmählichen Übergang zwischen der *Wocklumeria*- und der *Gattendorfia*-Stufe. Solche Übergänge und Mischfaunen sind in der Cephalopoden-Fazies des Devons und Karbons unbekannt. Schlagartig setzt beispielsweise die *Manticoceras*-Fauna ein, völlig unvermittelt erscheint darüber die *Cheiloceras*-Fauna, um dann ihrerseits ebenso übergangslos von der *Prolobites-Platyclymenia*-Fauna abgelöst zu werden. Darin besteht ja gerade die stratigraphische Überlegenheit der sich rasch umformenden Ammoneen gegenüber den langsam abwandelnden Brachiopoden und anderen invirenten Tier- und Pflanzengruppen.

Dabei ist m. E. nicht daran zu zweifeln, daß der jeweilige scharfe und rasche Faunenwechsel primär durch die hohe Entwicklungs-Geschwindigkeit der Ammoneen und nicht etwa durch Lücken in unseren Profilen bedingt ist. Wenn wir die gleiche Cephalopoden-Folge des Oberdevons wie im deutschen Variszikum überall in der Welt wiederfinden, so etwa in den Pyrenäen, der Montagne Noire, im Ural, in Novaja Semlja,

---

1) L. S. Librovitch (1938) hat sich in einer während des Druckes erschienenen Arbeit dahin ausgesprochen, die Devon-Karbon-Grenze an die Basis der *Wocklumeria*-Stufe zu legen. Seine Gründe sind mir aus dem russisch geschriebenen Aufsatze nicht ersichtlich. Es ist aber wohl fraglich, ob sie so zwingender Natur sind, daß eine Anfechtung des Heerlener Beschlusses gerechtfertigt ist.

in Nordafrika, teilweise auch in Australien und Nordamerika[2]), nirgends bisher aber Horizonte mit Mischfaunen entdeckt haben, die etwa zwischen die bekannten Stufen und Zonen zu stellen wären, so ist es klar, daß unser Standard-Profil der Cephalopoden-Gliederung grundsätzlich vollständig ist, trotz der erheblich geringeren Mächtigkeit der Cephalopoden- gegenüber der Brachiopoden-Korallen-Fazies. Denn daß in dem gesamten weltweiten Verbreitungsgebiete die Lücken überall an genau den gleichen Stellen im Profil auftreten sollten, kann natürlich ernstlich nicht angenommen werden. — Die allgemeinen Auslassungen H. Paul's (1937 b, S. 6) über die Goniatiten-Stratigraphie des Karbons können wir übergehen; zum Glück hat der Heerlener Kongreß in dieser Frage einen abweichenden, einsichtigeren Standpunkt eingenommen.

Das tiefste Glied des Unterkarbons in Oberfranken und Ostthüringen wird also nach der neuen Grenzregelung von der *Gattendorfia*-Stufe gebildet, die ich außer bei Gattendorf selbst auch in dem Steinbruch am Buschteich bei Schleiz (Blatt Zeulenroda) nachweisen konnte. In dem seinerzeit von mir (1923 a, S. 255 ff.) mitgeteilten Profil von Gattendorf liegt die Karbon-Grenze nunmehr an der Basis meiner Bank 21 mit *Gattendorfia subinvoluta* (Mstr.) und einer Anzahl bezeichnender *Imitoceras*-Arten.

2. Geigen-Schiefer

Über der genannten Schicht folgen im Gattendorfer Steinbruch mehrere Meter Schiefer mit Einlagerungen von Kalkbänkchen und manganhaltigen Brauneisen-Konkretionen ohne Goniatiten, die auch von H. Korn (1938, S. 65) bereits zum Unterkarbon gerechnet werden.

Den Schiefern sind weiterhin in ihrem unteren Teile Tuffe eingeschaltet, die eine gelbbraune Färbung besitzen und sich eigentümlich seifig anfühlen. Herr G. Fischer hatte vor Jahren (1932) die Freundlichkeit, auf meine Bitte einige der von mir gesammelten tuffverdächtigen Stücke zu prüfen, wofür ich ihm bestens danke. Durch Untersuchung im Pulverpräparat und im Dünnschliff konnte er feststellen, daß als einzige primäre Mineral-Gemengteile gut begrenzte, bis 0,5 mm große Biotite und scharfkantige Bruchstücke albitreicher Plagioklase mit deutlicher, enger Zwillings-Lamellierung nach dem Albit-Gesetz auftreten. Quarz fehlt vollkommen. Die Gemengteile sind durch eine bänderig-schlierig-streifige Serizit-Grundmasse verbunden, die den Eindruck eines entglasten Aschentuffes erweckt. Es handelt sich demgemäß um einen echten Tuff, der sich von einem andesitischen bis trachytischen Magma ableitet. Das Gestein ist nach den Angaben G. Fischer's als „Keratophyr-Tuff" zu bezeichnen.

Mit H. Korn (1938, S. 64—66) stimme ich darin überein, daß diese Schiefer und Tuffe von Gattendorf wahrscheinlich mit den Geigen-Schiefern aus dem alten verfallenen Steinbruch bei Geigen westlich Hof zu parallelisieren sind. Diese treten allerdings nicht in einem normalen stratigraphischen Verbande auf; sie sind durch eine streichende Störung von ihrer Unterlage, oberdevonischen Flaserkalken und Knollenschiefern, getrennt. *Gattendorfia* selbst ist hier nicht gefunden worden; aus den vorliegenden, schlecht erhaltenen Cephalopoden ist mit Sicherheit lediglich auf das Vorhandensein der *Wocklumeria*-Stufe zu schließen. Die Geigen-Schiefer enthalten, wie ich

2) Nach einer neueren Mitteilung von S. E. Kolotukhina (1938) auch in Zentral-Kasakstan.

früher bereits angab, die Gattung *Münsteroceras* und gehören damit schon dem höheren Tournai (tiefere *Pericyclus*-Stufe) an. Sie können infolgedessen nicht, wie H. Schmidt wollte, mit den Kalken von Gattendorf und des Hangenberges zu einer gemeinsamen *Protocanites*-Stufe vereinigt werden.

Damit erledigt sich auch die von H. Korn (1938, S. 81) gestreifte und in seiner Tabelle zu S. 85 bejahte Frage, „ob zwischen der *Pericyclus*-Stufe und der *Gattendorfia*-Stufe eine *Protocanites*-Stufe im Sinne H. Schmidt's (1923) mit Recht abzugrenzen ist." Die Sachlage ist ja die, daß die *Protocanites*-Stufe von H. Schmidt aufgestellt wurde für den Schichtenkomplex von den Hangenberg-Schiefern ab bis zu den Geigen-Schiefern einschließlich, in dem er ein Äquivalent des Etroeungt-Horizontes sah.

Inzwischen hat sich herausgestellt und ist auch von H. Schmidt längst anerkannt, daß nur die Hangenberg-Schiefer dem französisch-belgischen Etroeungt entsprechen und daß sie in der Cephalopoden-Gliederung mit der *Wocklumeria*-Stufe Wedekind's zu vereinigen sind. Der Hangenberg-Kalk (d. i. meine 1920 aufgestellte *Gattendorfia*-Stufe i. e. S.) hat seine Äquivalente im Unteren Tournai; und der Geigen-Schiefer, die Zone des *Protocanites geigenensis* Schmidt ist wegen des Vorkommens von *Münsteroceras* noch höher einzustufen. Da *Protocanites* in der *Wocklumeria*-Stufe noch nicht auftritt, andererseits aber bei uns und offensichtlich auch in Nordamerika bis in die *Pericyclus*-Stufe hineinreicht, ist der Begriff der *Protocanites*-Stufe nicht haltbar und bezeichnet jedenfalls keinen eigenen, zwischen der *Pericyclus*- und der *Gattendorfia*-Stufe gelegenen Horizont.

3. Ruß-Schiefer

Ungefähr gleichaltrig mit den Geigen-Schiefern mögen, wie auch H. Korn annimmt, die Ruß-Schiefer Oberfrankens und Ostthüringens sein. Es sind das dunkle, milde, bituminöse Schiefer mit massenhaften radiolarienreichen Phosphorit-Geoden, die den petrographisch übereinstimmenden Liegenden Alaun-Schiefern des Rheinischen Gebirges entsprechen. Sie sind seit langem bekannt, haben eine weite Verbreitung, aber m. W. nirgends Cephalopoden geliefert. W. Kegel gelang es vor einigen Jahren als erstem, in den Phosphorit-Geoden am Buschteich bei Schleiz zwei Goniatiten-Bruchstücke aufzufinden. Leider ist ihre Erhaltung so mangelhaft, daß eine nähere Bestimmung dieser an sich wichtigen Funde nicht möglich ist.

Das größere der beiden Stücke (Taf. 16, Fig. 1) gehört einem sehr großwüchsigen Goniatiten an, der bei vollständiger Erhaltung einen Durchmesser von mindestens 80 mm besessen haben muß. Überliefert ist ein Ausschnitt der Flanken und, scharf durch einen Bruch gegen diese abgeknickt, ein Stück der Externseite. Die großenteils erhaltene Schalenoberfläche zeigt außerordentlich weit stehende kräftige Anwachslamellen, die sich nach hinten allmählich abdachen, nach vorn steil abfallen. Sie besitzen eine unregelmäßige Breite (1—3 mm); im Durchschnitt sind ihre Kämme 2 mm voneinander entfernt. Von der Peripherie her schieben sich gelegentlich kürzere, nicht durchlaufende Anwachslamellen ein, um die hier verbreiterten Abstände auszugleichen. Sie verlaufen auf den Flanken in einem breiten, flachen, nach vorn konvexen Bogen; auf der offenbar nicht sehr breiten Externseite bilden sie einen flachen, gerundeten Sinus. Ein großer Teil der Externseite liegt als Steinkern-Oberfläche vor. Auf dieser verliert sich der grob lamellöse

Charakter der Skulptur, und es erscheinen hier gerundete, flache Rippen mit den gleichen unregelmäßigen Abständen wie bei den Lamellen. Über die Gehäusegestalt ist nichts weiter auszusagen, als daß sie hochmündig gewesen sein muß; der Nabel, die ursprünglichen Wölbungsverhältnisse usw. sind nicht überliefert.

Das kleinere Stück (Taf. 16, Fig. 2) entstammt offensichtlich einem Goniatiten von ähnlicher Größe, zeigt aber nur einen kleinen Ausschnitt der Flanken mit der gleichen Skulptur wie das größere Exemplar. Offenbar sind beides Wohnkammer-Bruchstücke; von der Lobenlinie ist keine Spur zu entdecken.

Die beiden Exemplare gehören wohl artlich zusammen und stellen aller Wahrscheinlichkeit nach einen Vertreter der Gattung *Imitoceras* Schdwf. dar. Von *Imitoceras ornatissimum* (de Kon.) unterscheiden sie sich durch die wesentlich gröbere Skulptur, von *I. apertum* Schdwf. durch den lamellösen Skulptur-Charakter. Bis zur Auffindung besserer Stücke kann die Bestimmung nur „*Imitoceras* sp." lauten.

Die Gattung *Imitoceras* ist stratigraphisch indifferent, und da die Stücke artlich nicht bestimmbar sind, sagen sie nichts über das Alter aus. Da aber die Ruß-Schiefer am Buschteich und an anderen Orten unmittelbar über der *Gattendorfia*-Stufe liegen und auch ich heute geneigt bin, die betreffenden Profile für lückenlos zu halten, dürften die Ruß-Schiefer dem höheren Teile des Tournais, d. h. dem Tournai-Abschnitt der *Pericyclus*-Stufe, entsprechen.

4. Kohlenkalk

Das Hangende der Ruß-Schiefer wird am Buschteich von einer 1,5 m mächtigen Kohlenkalk-Bank gebildet, die bisher noch keine bestimmbaren Makrofossilien geliefert hat.

Demgegenüber schließt der in der Umgebung von Hof, so bei Trogenau, Regnitzlosau usw., mächtig entwickelte Kohlenkalk eine reiche Korallen- und Brachiopoden-Fauna ein. Nach der Bearbeitung der Brachiopoden durch W. Paeckelmann (1930, 1931) spricht das Auftreten von *Productus (Plicatifera) humerosus* Sow. (= *sublaevis* de Kon.) und mehrerer *Daviesiella*-Arten für ein tiefes Visé-Alter (C_2 der englischen Gliederung) des Kohlenkalks. Andererseits zeigt die Korallen-Fauna, insbesondere das Vorkommen von *Pseudouralinia* und *Cyathoclisia*, daß wohl auch das höhere Tournai (mindestens ein Teil von C_1) in ihm noch vertreten ist.

Die Korallen-Fauna aus dem dunklen Kohlenkalk, der die Grundmasse der konglomeratischen Brekzien von Überkehr und Unterleupoldsberg im Wilden Rodachtal (Frankenwald) bildet, ist völlig verschieden von der des Trogenauer Kohlenkalkes. Sie enthält Vertreter der Gattungen *Palaeosmilia, Cyathaxonia* und bemerkenswerterweise auch des Genus *Polycoelia* (Subgen. *Weißermelia*, das demnächst beschrieben wird) und macht einen etwas jüngeren Eindruck als die Korallen-Fauna von Trogenau.

Ob der Kohlenkalk des Buschteichs und der sogleich noch zu erwähnende von Zadelsdorf mit dem von Trogenau gleichzusetzen ist, muß vorläufig eine offene Frage bleiben. Die bestehenden Mächtigkeits-Unterschiede brauchen nicht dagegen zu sprechen, da von dem fränkischen Kohlenkalk ein rasches Anschwellen und Auskeilen bekannt ist. Von A. Liebus (1932, S. 149) ist aus dem Kohlenkalk des Buschteichs und dem von Trogenau und Regnitzlosau

eine Anzahl gemeinsamer Foraminiferen-Arten angegeben worden; aber es ist wohl zweifelhaft, ob daraus Folgerungen auf Altersgleichheit gezogen werden dürfen.

5. Geoden-Horizont von Zadelsdorf

Ein weiteres faunistisch gekennzeichnetes Schichtglied des ostthüringischen Unterkarbons bildet die Geoden-Zone K. Th. Liebe's (1881) von Zadelsdorf bei Zeulenroda, d. s. Schiefer mit Sandsteinlinsen und kieseligen Phosphorit-Knollen mit Resten einer einst offenbar reichen Cephalopoden-Fauna. Entgegen meiner ursprünglichen Annahme (1922, S. 9) hat H. Schmidt (1925, S. 494) durch einen kleinen Schurf festgestellt, daß diese Phosphorit-Geoden ein höheres Niveau einnehmen als die des Ruß-Schiefers. Nach ihm lagern über oberdevonischen Kalken zunächst 0,15 m Schiefer mit kleinen Phosphorit-Knollen (Ruß-Schiefer-Horizont), darüber folgen „0,70 m Schiefer mit Rückständen ausgelaugter Kalkbänke (Kohlenkalk Liebe's)", und in deren Hangendem treten alsdann 10 m Schiefer mit den verhältnismäßig großen Goniatiten-führenden Geoden auf.

Mit der Cephalopoden-Fauna dieser Geoden habe ich mich in zwei früheren Mitteilungen (1922, 1926 b) beschäftigt. Leider war es mir damals aus äußeren Gründen nicht möglich, meinen Beschreibungen photographische Abbildungen der Stücke beizugeben, und ich benutze jetzt diese Gelegenheit, das auf den beiliegenden Tafeln 16 und 17 nachzuholen. — Das Material befindet sich größtenteils im Städtischen Museum zu Gera, zwei Stücke liegen im Städtischen Museum Zeulenroda. Den Leitern dieser Sammlungen habe ich meinen schon früher abgestatteten Dank für ihre freundliche Darleihung der Fauna zu wiederholen. Da die Stücke großenteils als Hohlformen erhalten sind, gründen sich die Abbildungen im wesentlichen auf eine Serie von Ab- und Ausgüssen, die im Geologischen Landesmuseum Berlin aufbewahrt ist.

Die stratigraphische Einstufung der Zadelsdorfer Fauna ist umstritten. Während ich sie 1922 (S. 18) für jünger hielt als die bekannte Fauna von Erdbach—Breitscheid, hat H. Schmidt sie 1925 (S. 493—494) unter mehrfacher Abänderung meiner Bestimmungen als älter hingestellt. Im Anschluß daran habe ich 1926 (b) eine eingehende Beschreibung der einzelnen Formen gegeben und mich dabei mit den Umdeutungen H. Schmidt's auseinandergesetzt. Ich gelangte dabei zu dem Urteil, daß sowohl meine paläontologischen wie meine stratigraphischen Auffassungen aufrechtzuerhalten sind. Auch heute, nach erneuter Überprüfung der Sachlage sehe ich keinen Anlaß, meine Stellungnahme zu ändern. Ich kann daher auf meine Darstellung von 1926 verweisen und mich hier auf einige Bemerkungen beschränken, die durch neue Beobachtungen (Vergleich irischer Unterkarbon-Goniatiten) und verschiedene seither erschienene Veröffentlichungen veranlaßt werden.

H. Korn (1938, S. 82) hat eine Liste der Zadelsdorfer Goniatiten wiedergegeben, die sich auf meine Angaben aus dem Jahre 1922 gründet und die 1926 hinzugekommenen Ergänzungen unberücksichtigt läßt. In vollständiger Fassung lautet diese Liste:

Cycloceras lateseptatum Schdwf. (1926 b, S. 67). Taf. 16, Fig. 3.
Nautilid. gen. et sp. indet.
Protocanites quadratus (Schdwf.) (1926 b, S. 75, Abb. 4 a, 4 b). Taf. 16, Fig. 4.

Protocanites (?) cf. *quadratus* (Schdwf.) (1926 b, S. 77, Abb. 5).
Taf. 16, Fig. 5.
Acrocanites multilobatus Schdwf. (1926 b, S. 78, Abb. 6 a, 6 b).
Taf. 17, Fig. 1—2.
Imitoceras apertum Schdwf. (1926 b, S. 72, Abb. 3 a, 3 b).
Taf. 16, Fig. 6 a, 6 b.
Münsteroceras eurpomphalum (Schdwf.) (1926 b, S. 87, Fig. 10 a, 10 b).
Taf. 17, Fig. 3.
Pericyclus (Pericyclus) dilatatus Schdwf. (1926 b, S. 79, Abb. 7 a, 7 b).
Taf. 17, Fig. 4.
Pericyclus (Pericyclus) carinatus Schdwf. (1926 b, S. 81, Abb. 8 a, 8 b).
Taf. 17, Fig. 5.
Pericyclus (Pericyclus) aff. *carinatus* Schdwf. (1926 b, S. 82).
Taf. 17, Fig. 6.
Goniatites angustilobatus (Schdwf.) (1926 b, S. 89, Fig. 11 a, 11 b).
Taf. 17, Fig. 7—8.

Dazu kommt als weitere, wie ich annahm, etwas jüngere Form:

Pericyclus (Caenocyclus) perisphinctoides Schdwf. (1926 b, S. 84, Abb. 9).
Taf. 17, Fig. 9.

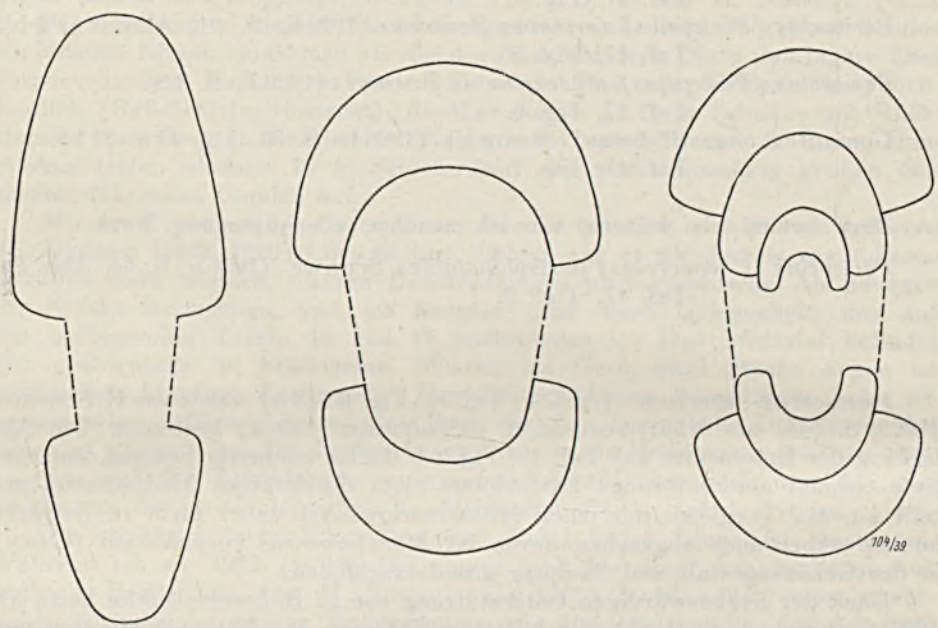
Imitoceras apertum (Abb. 1; Taf. 16, Fig. 6 a, 6 b) wurde von H. Schmidt (1925, S. 548) als *Münsteroceras* cf. *corpulentum* (Crick) bestimmt. Die Abbildung der Externseite auf Taf. 16, Fig. 6 b dürfte eindeutig belegen, daß der tiefe, schmal glockenförmige Externlobus nicht durch einen Mediansattel geteilt ist, ein Vergleich mit einer *Münsteroceras*-Art daher nicht in Betracht kommt. Aber auch abgesehen davon ist *Münsteroceras corpulentum* (Crick) in der Gehäusegestalt und Skulptur grundverschieden.

Dank der liebenswürdigen Unterstützung von L. B. Smyth-Dublin hatte ich 1927 Gelegenheit, in der Natural History Division des National Museum und im Trinity College von Dublin einen großen Teil des Originalmaterials von Crick und Foord aus dem irischen Kohlenkalk zu sehen, darunter auch die von A. H. Foord (1903, Taf. 47, Fig. 1 und Taf. 48, Fig. 1) abgebildeten Originale von *„Glyphioceras (Beyrichoceras) corpulentum"*. Sie zeigen bei 65 und bei 95 mm Durchmesser unverändert einen Windungsquerschnitt, der erheblich breiter als hoch ist, und eine außerordentlich breit gewölbte Externseite, die kontinuierlich in die nicht abgesetzten Flanken übergeht (Abb. 2). Bei unserem *Imitoceras apertum* von (unversehrt) etwa 80 mm Durchmesser dagegen sind die Windungen wesentlich höher als breit, besitzen wohlausgebildete, gegeneinander geneigte Flanken und eine schmaler gerundete Externseite (Abb. 1). Ferner besteht die Skulptur bei *corpulentum* aus sehr schwach hervortretenden Anwachslamellen, während bei *I. apertum* ziemlich kräftige, dicht stehende Rippen entwickelt sind.

Münsteroceras euryomphalum (Abb. 3; Taf. 17, Fig. 3) wurde von H. Schmidt (1925, S. 548) mit dem zuvor behandelten *Imitoceras apertum* vereinigt und gleich diesem als *Münsteroceras* cf. *corpulentum* (Crick) bezeichnet.

Die drei Arten haben jedoch m. E. nichts miteinander zu tun, und *apertum* muß als Vertreter der Gattung *Imitoceras* überhaupt ganz ausscheiden.

Das Original von *eurvomphalum* ist zwar schlecht erhalten; soviel aber ist mit Sicherheit zu erkennen, daß die Gehäusegestalt stark von der des *M. corpulentum* abweicht, wie die Gegenüberstellung in den Abb. 2 und 3 zeigt. Insbesondere die bedeutendere und im Alter auffällig vergrößerte Nabelweite sowie die verschiedene Gestaltung des letzten erhaltenen Umganges mit der schräg gestellten Nabelwand bei *eurvomphalum* schließen eine Vereinigung mit *corpulentum* aus. Dabei ist zu berücksichtigen, daß in Abb. 3



1 2 3

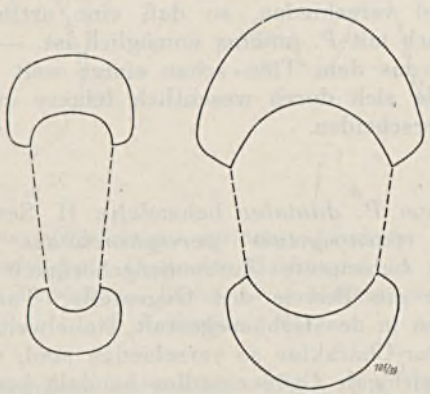
Abb. 1. *Imitoceras apertum* Schdwf. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. im Städt. Mus. Gera. Gehäusequerschnitt. 1×. — Dieser Abbildung liegt meine frühere Rekonstruktion des Gehäusequerschnittes (Schindewolf 1926 b, Abb. 3 a) zugrunde. Es ist möglich, daß das Gehäuse in Wirklichkeit etwas dicker war, als es in der Abbildung erscheint, was aber infolge des ungenügenden Erhaltungszustandes nicht sicher zu beurteilen ist. Die gegenüber *Münsteroceras corpulentum* (Crick) (vgl. Abb. 2) festgestellten bedeutenden Unterschiede würden sich jedoch auch in diesem Falle nur ganz unwesentlich abschwächen

Abb. 2. *Münsteroceras corpulentum* (Crick). Lower Carboniferous Limestone von St. Doulagh's (Irland). Orig. von A. H. Foord, 1903, Taf. 48, Fig. 1, im Nat.-Mus., Natur. Hist. Div., Dublin. Gehäusequerschnitt. 1×

Abb. 3. *Münsteroceras eurvomphalum* (Schdwf.). Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. Gehäusequerschnitt, ergänzt. 2×

der Querschnitt von *eurγomphalum* vergrößert dargestellt ist, die Unterschiede der einander entsprechenden Wachstumsstadien also in Wirklichkeit noch bedeutender sind.

Weiterhin wurde von H. Schmidt (1925, S. 553) die Berechtigung meines ***Pericyclus (Pericyclus) dilatatus*** (Abb. 4; Taf. 17, Fig. 4) in Zweifel gezogen. Er bestimmte diese Form als *P. plicatilis* (de Kon.), mit dem er *P. bailγi* und *rotuliformis* Crick zusammenfaßte. Auch hier kann ich mich wieder auf ein Studium der Originale stützen, wenn ich feststelle, daß *P. dilatatus* nichts mit den genannten irischen Formen zu tun hat. In Abb. 5



4 5

Abb. 4. *Pericyclus (Pericyclus) dilatatus* Schdwf. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. Gehäusequerschnitt, ergänzt. 2×

Abb. 5. *Pericyclus (Pericyclus) rotuliformis* Crick. Lower Carboniferous Limestone von St. Doulagh's (Irland). Querschnitt des Jugendgehäuses eines großen, median durchgebrochenen Stückes im Nat.-Mus., Natur. Hist. Div., Dublin. 2×

gebe ich den Gehäusequerschnitt des kleinsten, 25 mm Durchmesser zeigenden Exemplares von *P. rotuliformis* Crick wieder, das mir als innerer Kern eines großen, median durchgebrochenen Stückes im National Museum Dublin vorgelegen hat. Ein Vergleich mit unserem *P. dilatatus* bei 20 mm Durchmesser (Abb. 4) zeigt die durchgreifenden Unterschiede, die in der Dicke des Gehäuses, der Nabelweite und dem Windungsquerschnitt bestehen. Ferner besitzt *P. rotuliformis* auf dem angegebenen Stadium nur etwa 20 breit gerundete, wulstige Rippen auf dem letzten Umgange, während bei *dilatatus* 33 schmale, scharfe und durch breite Zwischenräume getrennte Rippen zu beobachten sind. Die Unterschiede sind also in einer ganzen Anzahl von Merkmalen so groß, daß an eine artliche Zusammengehörigkeit nicht zu denken ist.

Auch in der Vereinigung der irischen Arten scheint mir Schmidt viel zu weit gegangen zu sein. *P. rotuliformis* ist, insbesondere auf Grund der zahl-

reichen scharfen Einschnürungen, zweifellos eine gute, selbständige Art. Doch sind diese Verhältnisse hier nicht weiter zu untersuchen; es genügt die Feststellung, daß unsere Art durch die erheblich größere Nabelweite, das dünner scheibenförmige Gehäuse, den Windungsquerschnitt und die Skulptur durchgreifend von jeder der genannten irischen Formen verschieden ist, mögen diese nun artlich zusammengehören oder nicht.

Die einzige Art des irischen Kohlenkalkes, der *dilatatus* in der bedeutenden Nabelweite ähnelt, ist *P. funatus* (Sow.), wie ich früher bereits feststellte. Ich konnte inzwischen das von A. H. Foord (1901, Taf. 39, Fig. 1) abgebildete Exemplar im Trinity College untersuchen. Diese Art zeigt bei gleicher Größe wie *dilatatus* (20 mm Durchmesser) sehr dicht gedrängte Spaltrippen, die durch sehr schmale Zwischenräume geschieden sind. Die Skulptur ist also durchgreifend verschieden, so daß eine artliche Vereinigung der Zadelsdorfer Form auch mit *P. funatus* unmöglich ist. — Ferner wurden 1927 von L. S. Librovitch aus dem Tiën-schan einige weit genabelte *Pericyclus*-Arten beschrieben, die sich durch wesentlich feinere und engere Berippung klar von *dilatatus* unterscheiden.

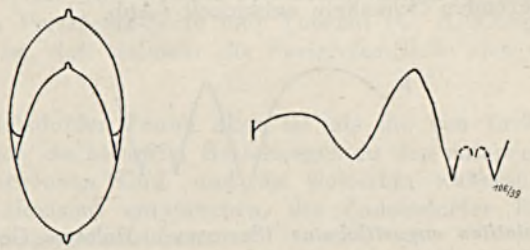
Als Altersform von *P. dilatatus* behandelte H. Schmidt (1925, S. 553) meinen ***Pericyclus (Caenocyclus) perisphinctoides*** (Taf. 17, Fig. 9). Der Beweis für die behauptete Zusammengehörigkeit dürfte ihm ebenso schwerfallen, wie mir ein Beweis des Gegenteils. Tatsache ist jedenfalls, daß die beiden Formen in der Gehäusegestalt, Nabelweite, im Windungsquerschnitt und im Skulptur-Charakter so verschieden sind, wie nur möglich. Da es sich um recht abweichende Größenstadien handelt, kann jedoch nicht rundweg bestritten werden, daß sie etwa doch zusammengehören. Positive Anzeichen dafür liegen aber nicht vor, und daher erscheint es mir angesichts der großen morphologischen Unterschiede einstweilen unbedingt richtiger, sie getrennt aufzuführen.

P. (C.) perisphinctoides stammt nicht aus einer Phosphorit-Geode wie *P. dilatatus* und die übrigen Zadelsdorfer Goniatiten, sondern aus einem feinkörnigen Sandstein. Ob meine frühere, sich auf J. Lehder (1906) gründende Vermutung, daß dieser Sandstein etwas jünger als der Geoden-Horizont ist, richtig ist, lasse ich dahingestellt; sie ist heute für das Sammlungsstück weder zu beweisen noch zu widerlegen.

Ich halte jedoch daran fest, daß der dischizotome Skulptur-Charakter von *P. perisphinctoides* eine Besonderheit darstellt, die zur Ausscheidung der eigenen Untergattung *Caenocyclus* berechtigt. Die Gattung *Pericyclus* Mojs. ist recht weit gefaßt und enthält Formen mit ungespaltenen Rippen, mit einfach und mit mehrfach gegabelten Spaltrippen. Ferner zeigt auch die Lobenlinie verschiedene Differenzierungs-Stadien. Wenn man hier die Gliederungs-Prinzipien wie bei anderen Goniatiten oder gar bei den Ammoniten anwenden würde, müßte *Pericyclus* in mehrere Gattungen oder wenigstens Untergattungen zerlegt werden. Ich habe seinerzeit die dischizotome Art *perisphinctoides* subgenerisch abgetrennt, weil diese Unterscheidung eine gewisse stratigraphische Bedeutung zu haben schien.

Gegenüber H. Schmidt muß ich auch jetzt nach einer Untersuchung der betreffenden Originale wiederholen, daß *P. perisphinctoides* mit *P. rotuliformis*

und *bailyi* (sowie den übrigen älteren Vertretern der Gattung *Pericyclus*) in der Skulptur nicht übereinstimmt. Es hat sich bestätigt, wie ich früher (1926 b, S. 84) bereits angab, daß eine echte, regelmäßige Dischizotomie bei diesen Formen nicht vorkommt. Lediglich in der Nachbarschaft der breiten, tiefen Einschnürungen und durch diese hervorgerufen treten Störungen der normalen Skulptur auf, die dischizotome Rippen vortäuschen. Wegen der weiterhin vorliegenden Unterschiede in der Gehäusegestalt ist an einen artlichen Zusammenhang auch von *perisphinctoides* mit den irischen Formen nicht zu denken.



a b

Abb. 6. *Pericyclus (Pericyclus) carinatus* Schdwf. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. — *a* Gehäusequerschnitt. 2,5×. — *b* Lobenlinie. Vergr.

Pericyclus (Pericyclus) carinatus (Abb. 6 a, 6 b; Taf. 17, Fig. 5) wurde auch von H. Schmidt (1925, S. 553) als selbständig anerkannt. Durch seine eng genabelte, eigenartige Gehäuseform mit Mediankiel (Abb. 6 a) und seine feinen, regelmäßig gegabelten Spaltrippen entfernt er sich tatsächlich so weit von allen übrigen *Pericyclus*-Arten, daß er mit keiner zusammengeworfen werden kann. Ein ähnlich eng genabeltes und fein beripptes Gehäuse zeigt lediglich *Pericyclus niger* Delépine (1935, S. 69, Taf. 1, Fig. 3 a, 3 b; R. Böhm, 1935 a, S. 107, Taf. 4, Fig. 10). Es fehlt hier jedoch der Mediankiel, und die Rippen zeigen keine regelmäßige Gabelung. Leider ist die Lobenlinie von *P. niger* nicht bekannt; die von *P. carinatus* (Abb. 6 b) ist durch einen zugespitzten Externsattel und durch einen breiten Externlobus mit stark divergierenden Schenkeln ausgezeichnet. Kiel und Skulptur-Charakter lassen *carinatus* als eine gegenüber *niger* differenziertere Form erscheinen.

Pericyclus (Pericyclus) aff. *carinatus* (Taf. 17, Fig. 6) ist wahrscheinlich mit *carinatus* zu vereinigen. Es bestehen zwischen beiden die früher von mir (1926 b, S. 82—83) aufgeführten graduellen Unterschiede, die vielleicht in den Varietätsbereich fallen. Zu geringes Material und unvollständige Erhaltung des als aff. *carinatus* bezeichneten Stückes — es fehlt insbesondere die diagnostisch wichtige Externseite — läßt jedoch einstweilen eine volle Vereinigung nicht verantworten.

Goniatites angustilobatus (Abb. 7; Taf. 17, Fig. 7—8) wurde von H. Schmidt (1925, S. 549) als mögliche Jugendform von „*Glyphioceras (Beyrichoceras) obtusum* Phill." hingestellt und mit einem von A. H. Foord

(1903, Taf. 42, Fig. 9 a—c) abgebildeten Exemplar verglichen, das „probably" als Jugendstadium zu *obtusum* gehört. In der Gehäusegestalt besteht tatsächlich eine gewisse Ähnlichkeit zwischen diesem irischen und unserem Zadelsdorfer Stück. Durchaus verschieden aber ist die Lobenlinie. *Obtusum* zeigt im Alter, bei etwa 70 mm Durchmesser, noch eine wenig differenzierte Lobenlinie vom *Münsteroceras*-Typus: einen verhältnismäßig breit gerundeten Externsattel und einen Externlobus, dessen Schenkel wenigstens an der Basis noch nahezu parallel gestellt sind. Bei *angustilobatus* dagegen ist bereits von 10 mm Durchmesser ab ein zugespitzter Externsattel und ein Externlobus mit stark divergierenden Schenkeln entwickelt (Abb. 7).

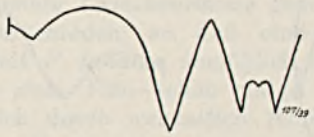


Abb. 7. *Goniatites angustilobatus* (Schdwf.). Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. im Städt. Mus. Gera. Lobenlinie. Vergr.

Auf Grund dieser Lobenlinie muß ich *angustilobatus* zu *Goniatites* de Haan, s. str. (= *Glyphioceras* Hyatt) stellen. Eine Zurechnung zu *Münsteroceras*, wie H. Schmidt wollte, erscheint mir unmöglich, wenn die Charaktere dieser beiden Gattungen, die ohnehin nur sehr geringfügige Unterschiede aufweisen, sich nicht völlig überschneiden sollen.

Zur stratigraphischen Auswertung der Zadelsdorfer Goniatiten-Fauna übergehend, stellen wir zusammenfassend fest, daß sie mit der des irischen Kohlenkalkes bzw. dem Tournai-Abschnitt der *Pericyclus*-Stufe keine einzige Form gemeinsam hat. Auch sonst bestehen keinerlei Beziehungen zu irgendeiner bekannten Faunengemeinschaft, wobei zu berücksichtigen ist, daß die Unterschiede recht beträchtlich sind: Die Zadelsdorfer Goniatiten sind nicht schlechthin neue Arten, sondern sie verkörpern teilweise auch neue Artengruppen, Untergattungen und Gattungen. In den letzten Jahren sind mehrfach, so von R. Böhm (1935 a), G. Delépine (1935), T. N. George & D. R. A. Ponsford (1935), L. S. Librovitch (1927), H. Schmidt (1931), Goniatiten aus der *Pericyclus*-Stufe beschrieben worden; so eigenartige und bezeichnende Formen wie *Imitoceras apertum, Acrocanites multilobatus, Pericyclus carinatus* und *Goniatites angustilobatus* sind jedoch nirgends wiedergefunden worden.

Die Vertreter der *Pericyclus*-Fauna besitzen eine kosmopolitische Verbreitung: Die Gattung *Pericyclus* liegt aus Europa, Afrika, Nordamerika und Zentralasien vor, und Formen des Erdbach—Breitscheider Horizontes sind von der Sahara und den Pyrenäen bis zum Tiën-schan nachgewiesen worden. Ich halte es daher für sehr unwahrscheinlich, daß die Zadelsdorfer Goniatiten-Gemeinschaft etwa eine reine Lokalfauna von lediglich örtlichem Gepräge darstellt. Die Verschiedenheit der Zadelsdorfer Fauna von der der übrigen *Pericyclus*-Gesellschaften wird vielmehr auf Alters-Unterschieden beruhen.

H. Schmidt rechnete seinerzeit (1925) mit drei Zonen der *Pericyclus*-Stufe, von denen nach G. Delépine (1930) die unteren beiden zu vereinigen sind. Es bleibt damit nur eine Liegendzone übrig, die dem oberen Tournai (C_1) entspricht, und eine obere, deren Typus die Fauna von Erdbach-Breitscheid bildet. Diese liegt bereits im Visé und wird jetzt allgemein, so von G. Delépine (1930), R. G. S. Hudson & J. S. Turner (1933), H. Schmidt (1938) u. a. im wesentlichen mit dem C_2 und vielleicht auch noch dem S_1 der englischen Gliederung gleichgesetzt. Ich habe also mit meinem wiederholten Hinweis (1923 b und 1928 im C. R. Congr. Heerlen, S. 673) Recht behalten, daß die zuletzt auch noch vom ersten Heerlener Kongreß 1927 vorgenommene Gleichsetzung von *Pericyclus*-Stufe und Tournai (C. R. Congr. Heerlen, 1928, S. XLIV) falsch ist, daß vielmehr die *Pericyclus*-Stufe sich weit bis ins Visé hinein erstreckt.

Daß die Zadelsdorfer Fauna älter ist als die von Erdbach—Breitscheid ist unwahrscheinlich, da keinerlei Beziehungen zu den entsprechenden Tournai-Goniatiten zu erkennen sind, und da weiterhin wahrscheinlich die Ruß-Schiefer diesem Horizont entsprechen, die Zadelsdorfer Phosphorit-Knollen aber ein höheres Lager einnehmen.

Es käme sodann eine Gleichsetzung mit dem Erdbacher Horizont in Betracht. Sie scheidet aber sogleich aus wegen der durchgreifenden Verschiedenheit der Goniatiten-Faunen. Diese Unterschiede können nicht etwa faziell bedingt sein; denn R. Böhm (1935 a) hat aus der Montagne Noire eine ähnlichen Phosphorit-Knollen wie bei Zadelsdorf entstammende Fauna dieses Horizontes beschrieben, die sich eng an die von Erdbach—Breitscheid anschließt. Auch mit dieser Fauna besitzt Zadelsdorf keine gemeinsame Form.

Als letztes bleibt daher nur der Schluß, daß Zadelsdorf eine jüngere, andernorts bisher noch unbekannte Zone vertritt. Dafür kann vielleicht auch ins Feld geführt werden, daß die Zadelsdorfer Geoden im Hangenden von Schiefern mit ausgelaugten Kalkbänken auftreten. K. Th. Liebe (1881) und J. Lehder (1906) betrachteten diese Kalkbänke als Kohlenkalk, und soweit sie mit dem Kohlenkalk von Trogenau zu parallelisieren sind, würde die Zadelsdorfer Fauna jünger als die Stufe C_2 sein, der zur Hauptsache der Horizont von Erdbach—Breitscheid entspricht.

Damit würde weiterhin gut übereinstimmen, daß wir aus der hangenden S_1-Stufe der Korallen-Brachiopoden-Fazies eine Ausbildung als Cephalopoden-Fazies bisher nicht kennen, wenn auch vielleicht Erdbach—Breitscheid etwas in S_1 hineinragen mag. Allzu großer Wert ist allerdings auf derartige Erwägungen nicht zu legen, da die Parallelen zwischen den beiden verschiedenen Faziesbereichen im einzelnen noch nicht völlig genau festzulegen sind, wenn uns auch die schönen Arbeiten von G. Delépine (1930) und Hudson & Turner (1933) bereits ein gutes Stück vorwärts gebracht haben.

Vor allem aber ist es das paläontologische Gepräge der Zadelsdorfer Fauna, das für ein derartiges junges Alter spricht. Ich habe früher ausführlich dargelegt, daß *Acrocanites multilobatus, Pericyclus (Pericyclus) carinatus, P. (Caenocyclus) perisphinctoides, Goniatites angustilobatus* hoch differenzierte Formen sind, die in ihrer Entwicklungshöhe ausgesprochen über den Arten aus anderen Horizonten der *Pericyclus*-Stufe stehen.

Acrocanites ist der lobenreichste und differenzierteste Vertreter der Prolecanitiden, der bisher überhaupt bekannt ist (Abb. 8). Ferner kann *Pericyclus (Pericyclus) carinatus* mit seinem engen Nabel, seiner gekielten Externseite, dem zugespitzten Externsattel und den stark divergierenden Ästen des Externlobus nur als ein Endglied der *Pericyclus*-Entwicklung verstanden werden. Er ähnelt, wie wir erwähnten, in mancher Hinsicht dem *P. (P.) niger* Del. aus dem Erdbacher Horizont der Montagne Noire. Kielbildung und regelmäßige Rippenspaltung kommen jedoch bei unserer Form als neu hinzu und

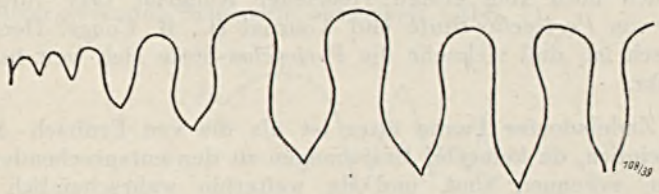


Abb. 8. *Acrocanites multilobatus* Schdwf. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. im Städt. Mus. Gera. Lobenlinie. Etwa 8×

machen als Differenzierungs-Fortschritt ein jüngeres Alter wahrscheinlich. Ebenso steht *Pericyclus (Caenocyclus) perisphinctoides* in seinem Skulptur-Charakter höher als die bisher bekannten Vertreter von *Pericyclus*.

Als besonders beweiskräftig sehe ich endlich das Vorkommen von *Goniatites angustilobatus* an. Die Gattung *Goniatites* s. str. fehlt im allgemeinen der *Pericyclus*-Stufe und tritt erst in der nächstfolgenden *Beyrichoceras*-Zone in größerer Häufigkeit auf. Sie wurde bisher von R. Böhm (1935 a) lediglich in dem Kalke von Faugères (Montagne Noire) nachgewiesen, der bezeichnenderweise ein höheres Lager einnimmt als die dortige Geoden-Schicht mit Erdbacher Fauna und dementsprechend von Böhm als etwas jüngerer Horizont eingestuft wurde. *Goniatites* findet sich hier aber noch in Gesellschaft der leitenden Arten der Erdbacher Zone, die bei Zadelsdorf fehlen und teilweise durch differenziertere Formen ersetzt sind. Der Zadelsdorfer Horizont ist dementsprechend jünger als der Kalk von Faugères. Das Vorkommen von *Goniatites* s. str. und das Fehlen älterer Formen bindet ihn eng an das Hangende und läßt eine Stellung unmittelbar unter der *Beyrichoceras*-Zone[3]) als wahrscheinlich annehmen.

In den gleichsinnigen Aussagen der stratigraphisch virenten Formen aus verschiedenen Gattungen und Entwicklungsreihen muß ich also einen starken Wahrscheinlichkeitsbeweis dafür sehen, daß der Zadelsdorfer Horizont eine eigene, neue, junge Zone der *Pericyclus*-Stufe verkörpert. Die Lagerungs-Verhältnisse befinden sich in Übereinstimmung mit einer derartigen Auffassung bzw. widersprechen ihr zum mindesten nicht. Eine weitere Stütze durch zusammenhängende Profile in Goniatiten-Fazies, die wir einstweilen nicht kennen, bleibt wünschenswert.

3) Eine selbständige Stufe vermag ich in den „*Beyrichoceras*-Schichten" nicht zu sehen. Sie werden am besten als Liegendzone der *Goniatites*-Stufe einzureihen sein.

6. Gliederung der *Pericyclus*-Stufe

Die Gesamtgliederung der *Pericyclus*-Stufe gestaltet sich damit folgendermaßen:

γ) Zone des *Pericyclus carinatus* Schdwf. und *Münsteroceras eurvomphalum* (Schdwf.). (Unteres Visé; Zadelsdorfer Schichten.)

β) Zone des *Pericyclus kochi* Holz. und *Münsteroceras barroisi* (Holz.). (Unteres Visé; Erdbacher Schichten.)

α) Zone des *Pericyclus princeps* (de Kon.) und *Münsteroceras complanatum* (de Kon.). (Oberes Tournai.)

Von dem *Pericyclus (Caenocyclus) perisphinctoides,* dem ich früher mit Vorbehalt ein Lager über der Zone des *P. (P.) carinatus* zuschrieb, ist einstweilen besser abzusehen, da sein jüngeres Alter gegenüber dem Geoden-Horizont nicht sicher erweisbar ist. Im übrigen aber ist auch die obige Zonengliederung noch nicht als völlig gesichert und endgültig zu betrachten. Sie soll lediglich veranschaulichen, wie meiner Auffassung nach die heute bekannten Horizonte der *Pericyclus*-Schichten einzustufen sind.

Im Gegensatz etwa zu der hangenden *Goniatites*-Stufe sind unsere Kenntnisse der *Pericyclus*-Fauna gegenwärtig noch sehr gering. Ich rechne daher durchaus mit einer Ergänzung des obigen Schemas, mit der etwaigen Einschiebung neuer und mit einer Untergliederung der bisher bekannten Zonen. Eine derartige höhere Subzone von β beispielsweise mag der Kalk von Faugères darstellen, dem bereits einige Formen des Erdbacher Kalkes zu fehlen scheinen, in dem aber als neues, wichtiges Element erstmalig die Gattung *Goniatites* auftritt. Auch in α liegen bereits Anzeichen für eine Subzonen-Gliederung vor.

Einstweilen nicht sicher in dieses Schema einzustufen ist die interessante Goniatiten-Fauna aus C_2 von Gower, die T. N. George & D. R. A. Ponsford (1935) beschrieben haben. Die von ihnen als *Münsteroceras eurvomphalum* aufgeführten Goniatiten sind, wie die Autoren auch selbst hervorheben, in der Gehäusegestalt verschieden von der Zadelsdorfer Form. Auch diese Fauna wird sich als älter erweisen als die von Zadelsdorf.

Nach allem scheint es mir sicher zu sein, daß in jeder der drei obigen Zonen Schichten mit Phosphorit-Geoden auftreten, so daß wir uns hüten müssen, alle derartigen Vorkommen von vornherein als altersgleich anzunehmen (wie beispielsweise H. Paul, 1937 a, S. 757 es tat). Auch ich habe früher diesen Fehler begangen, als ich die Geoden-Zone von Zadelsdorf mit der des Buschteiches, vom Bohlen bei Saalfeld usw. ohne weiteres gleichsetzte. Offenbar ist das Auftreten radiolarienreicher Phosphorit-Geoden geradezu eine „Zeitsignatur" des gesamten Unterkarbons; F. Demanet (1938) hat jünst wieder mehrere derartige Horizonte auch in den Übergangsschichten des Unterkarbons (Dinant) zum Namur nachgewiesen. Solche Phosphorit-Horizonte haben mithin keine zeitlich-stratigraphische, sondern lediglich eine faziell-lithologische Bedeutung.

7. Schichtlücken

Wie zuvor bereits erwähnt, bin ich heute geneigt, die Profile von Zadelsdorf und vom Buschteich bei Schleiz als vollständig anzuerkennen, also anzunehmen, daß hier eine ununterbrochene Sedimentation vom Oberdevon

bis in das Unterkarbon, bei Zadelsdorf bis weit in das Visé hinein bestanden hat. Das gleiche gilt für das Profil im Hönnetal-Bahneinschnitt, bei dem, ebenso wie am Buschteich, als unmittelbare Unterlage des Schiefers mit den Phosphorit-Geoden die *Gattendorfia*-Stufe und in deren Liegendem die Horizonte des höheren Oberdevons (*Wocklumeria*-Stufe usw.) belegt sind.

Für sicher erwiesen halte ich das aber nicht, da uns aus den Geoden der Ruß-Schiefer bzw. der Liegenden Alaun-Schiefer keine beweiskräftigen Goniatitenfunde vorliegen. Es ist daher nicht auszuschließen, daß sie etwa dem von R. Böhm (1935 a, b) aus der Montagne Noire beschriebenen Horizont mit Phosphorit-Geoden entsprechen könnten, der stratigraphisch dem Kalke von Erdbach—Breitscheid, also dem tiefen Visé gleichzusetzen ist. Für den Ruß-Schiefer von Saalfeld ist auf Grund der Pflanzenführung ein derartiger Schluß auf unteres Visé-Alter von R. Böhm (1935 b, S. 28) tatsächlich gezogen worden. In diesem Falle würde alsdann eine Vertretung des höheren Tournais fehlen.

Eine solche Lücke scheint in der Montagne Noire tatsächlich zu bestehen, da dort keine Schichten vorliegen, die dem höheren Tournai entsprechen könnten, und da ferner auch die *Wocklumeria*- und die *Gattendorfia*-Stufe nicht belegt sind. G. Delépine (1929 [zusammen mit Dubar & Laverdière], 1935, 1937) und R. Böhm (1935 a) haben jedenfalls eine derartige Sedimentationslücke für die Montagne Noire, ersterer auch für die Pyrenäen (Ariège) angenommen und mit der Visé-Transgression in Zusammenhang gebracht, der dem Sinne nach meine Nassauische Phase entspricht. Auch für Marokko hat jüngst N. Menchikoff (1938) eine Transgression von Visé-Schiefern mit Radiolarien führenden Phosphorit-Knollen über oberdevonische Clymenien-Kalke angegeben.

Ähnliche Verhältnisse könnten auch am Bohlen bei Saalfeld und in anderen Profilen vorliegen, in denen ebenfalls die *Gattendorfia*- und bisweilen auch selbst die *Wocklumeria*-Stufe nicht nachgewiesen ist. Ich will nicht behaupten, daß hier tatsächlich Schichtlücken vorliegen, aber die Möglichkeit ist im Auge zu behalten, da einstweilen die Vollständigkeit dieser Profile nicht erwiesen ist.

Aus den Befunden von G. Delépine, R. Böhm und N. Menchikoff ergibt sich aber zum mindesten, daß es doch wohl nicht, wie H. Korn (1938, S. 94 bis 95) meint, ganz so abwegig ist, im Liegenden der Phosphorit-Horizonte an Sedimentationslücken zu denken. Auf die Schwierigkeiten, die sie der Deutung bereiten, hat im Anschluß an G. Delépine (1935, S. 74) bereits L. Bertrand in einer Diskussionsbemerkung hingewiesen, hat aber das Bestehen der Lücken selbst keineswegs bestritten.

C. Zusammenfassung

Veranlaßt durch eine Arbeit von H. Korn, wird die stratigraphische Stellung einer Anzahl fossilführender Horizonte des oberfränkisch-ostthüringischen Gebietes besprochen. Eingehend erörtert ist vor allem die Goniatiten-Fauna der Zadelsdorfer Phosphorit-Knollen, die erstmalig auf zwei Tafeln abgebildet wird, und ihre Eingliederung in die *Pericyclus*-Stufe. Die

einzelnen Schichtglieder lassen sich auf Grund der gegenwärtigen Kenntnis in folgender Weise in das stratigraphische Schema einreihen:

Goniatites-Stufe Unterkarbon III (*Beyrichoceras*-Zone)	B S_2	Visé	Geoden-Horizont von Zadelsdorf
Pericyclus-Stufe Unterkarbon II	S_1	Visé	Kohlenkalk von Trogenau, Regnitzlosau usw.
	C_2	Visé	
	C_1	Tournai	Ruß-Schiefer — Geigen-Schiefer
Gattendorfia-Stufe Unterkarbon I	Z_2	Tournai	Kalke und Schiefer mit *Gattendorfia*-Fauna
	Z_1	Tournai	
Wocklumeria-Stufe Oberdevon VI	K_2	Etroeungt	Kalke und Schiefer mit *Wocklumeria*-Fauna
	K_1	Etroeungt	

D. Schriften

Böhm, R.: Études sur les faunes du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur de la Montagne Noire. — 203 S., 21 Abb., 10 Taf. Impr. de la Charité, Montpellier 1935. [1935 a.]

— : Étude sur la flore de l'horizon à lydiennes de la base du Carbonifère de la Montagne Noire. — 31 S., 6 Taf. Impr. de la Charité, Montpellier 1935. [1935 b.]

Delépine, G.: Les zones à Goniatites du Carbonifère. — Centenaire Soc. géol. France, Livre Jubil. 1830—1930, **1**, S. 213—233. Paris 1930.

— : Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. I. Goniatites et Crustacés des nodules phosphatés de l'Ariège. — Bull. Soc. géol. France, (5), **5**, S. 65—74, 1 Abb., Taf. 1. Paris 1935.

— : Le Carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Montagne Noire) et du Nord-Ouest de l'Espagne (Asturies). — C. R. 2me Congr. Stratigr. carbonif. Heerlen 1935, **1**, S. 139—158, 1 Abb. Maestricht 1937.

Delépine, G., Dubar, G. & Laverdière, J. W.: Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées. — Bull. Soc. géol. France, (4), **29**, C. R., S. *236—238*. Paris 1929.

Demanet, F.: La faune des couches de passage du Dinantien au Namurien dans le synclinorium de Dinant. — Mém. Mus. r. Hist. natur. Belg., **34**, 201 S., 39 Abb., 14 Taf. Brüssel 1938.

Foord, A. H.: Monograph of the Carboniferous Cephalopoda of Ireland. — Palaeontogr. Soc., 234 S., 49 Taf. London 1897—1903.

George, T. N. & Ponsford, D. R. A.: Mid-Avonian Goniatites from Gower. — Ann. and Mag. natur. Hist., (10), **16**, S. 354—370, 13 Abb., Taf. 11. London 1935.

Holzapfel, E.: Die Cephalopoden-führenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. — Palaeontol. Abh., N. F. **1**, (5), S. 1—74, Taf. 1 bis 8. Jena 1889.

Hudson, R. G. S. & Turner, J. S.: Correlation of Dinantian and Namurian in Western Europe. — Proc. Leeds philos. Soc., Sci. Sect., **2**, S. 467—482, 1 Tab. Leeds 1933.

Korn, H.: Schichtung und absolute Zeit. Bewegungen, Schichtenaufbau und Sedimentationsgeschwindigkeiten in einer varistischen Mulde nach Studien im thüringisch-fränkischen Unterkarbon und Oberdevon. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **74**, A, S. 50—138, 16 Abb., 1 Tab., Taf. 4—20. Stuttgart 1938.

Lehder, J.: Die Phosphoritkonkretionen des Untersten Culms in Ostthüringen und dem Vogtlande. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **22**, S. 48—113, 2 Abb. Stuttgart 1906.

Librovitch, L. S.: Lower Carboniferous Cephalopoda from the Son-Kul Region (Tian-Shan Mountains). — Com. géol., Matér. Géol. gén. et appl., **74**, 55 S., 20 Abb., 7 Taf. Leningrad 1927.

Liebe, K. Th.: Erläuterungen zu Blatt Zeulenroda. — Geol. Specialk. Preußen usw., Gradabt. 71, Nr. 22, 54 S. Berlin 1881.

Liebus, A.: Die Foraminiferen. In: Die Fauna des deutschen Unterkarbons, **3**. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **141**, S. 133—175, Taf. 9—11. Berlin 1932.

Menchikoff, N.: Sur un niveau à nodules phosphatés viséens dans les Confins algéro-marocains du Sud. — C. R. Soc. géol. France, 1938, S. *47—48*. Paris 1938.

Paeckelmann, W.: Die Brachiopoden des deutschen Unterkarbons, 1. Teil: Die Orthiden, Strophomeniden und Choneten des Mittleren und Oberen Unterkarbons. In: Die Fauna des deutschen Unterkarbons, **1**. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **122**, S. 143—326, 1 Abb., Taf. 9—24. Berlin 1930.

— : Die Brachiopoden des deutschen Unterkarbons, 2. Teil: Die Productinae und Productus-ähnlichen Chonetinae. In: Die Fauna des deutschen Unterkarbons, **2**. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **136**, 440 S., 14 Abb., 41 Taf. Berlin 1931.

Paeckelmann, W. & Richter, G.: Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, **58**, S. 256—272, 4 Abb., Taf. 20. Berlin 1938.

Paeckelmann, W. & Schindewolf, O. H.: Die Devon-Karbon-Grenze. — C. R. 2me Congr. Stratigr. carbonif. Heerlen 1935, **2**, S. 703—714. Maestricht 1937.

Paul, H.: Vergleich des nordwestdeutschen Unterkarbon mit dem belgischen. — C. R. 2me Congr. Stratigr. carbonif. Heerlen 1935, **2**, S. 745—764, 1 K. Maestricht 1937. [1937 a]

— : Die Transgression der Viséstufe am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **179**, 117 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf. Berlin 1937. [1937 b]

Schindewolf, O. H.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläontologie des deutschen Oberdevons. — Senckenbergiana, **2**, S. 114—129, 2 Abb. Frankfurt a. M. 1920.

— : Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. — Z. deutsch. geol. Ges., **73**, S. 137—223, 4 Tab., Taf. 6. Berlin 1921.

— : Über eine Unterkarbonfauna aus Ostthüringen. — Senckenbergiana, **4**, S. 8—20, 2 Abb. Frankfurt a. M. 1922.

— : Beiträge zur Kenntnis des Paläozoicums in Oberfranken, Ostthüringen und dem Sächsischen Vogtlande. 1. Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof a. S. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **49**, S. 250—357, 393—509, 21 Abb., Taf. 14—18. Stuttgart 1923. [1923 a]

— : Über Fossley, Étroeungt und verwandte Fragen. — Cbl. Min. usw., Jg. 1923, S. 214—221, 246—254. Stuttgart 1923. [1923 b]

— : Bemerkungen zur Stratigraphie und Ammoneenfauna des Saalfelder Oberdevons. — Senckenbergiana, **6**, S. 95—113, 1 Abb. Frankfurt a. M. 1924.

— : Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 88—133, 5 Abb., Taf. 3. Berlin 1926. [1926 a]

— : Beiträge zur Kenntnis der Cephalopodenfauna des oberfränkisch-ostthüringischen Unterkarbons. — Senckenbergiana, **8**, S. 63—96, 11 Abb. Frankfurt a. M. 1926. [1926 b]

— : Krustenbewegungen im Unterkarbon Nordwesteuropas. — Z. deutsch. geol. Ges., **79**, Mber., S. *239—241*. Berlin 1927.

— : Die Liegendgrenze des Karbons im Lichte biostratigraphischer Kritik. — C. R. Congr. Stratigr. carbonif. Heerlen 1927, S. 651—661. Liége 1928.

— : Probleme der Devon-Karbon-Grenze. — Rep. XVI int. geol. Congr. U. S. A. 1933, **1**, S. 505—514. Washington 1936.

— : Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **178**, 132 S., 27 Abb., 4 Taf. Berlin 1937.

Schmidt, H.: Zur Stratigraphie des Untercarbon. — Cbl. Min. usw., Jg. 1923, S. 741—746. Stuttgart 1923.

— : Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. 98—171, 6 Abb., Taf. 6—8. Berlin 1924.

— : Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 489—609, 2 Abb., Taf. 19—26. Berlin 1925.

— : Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. (Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangeb., Nr. 8.) — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., (3), **5**, IV u. 85 S., 21 Abb., 2 Taf. Berlin 1931.

— : Die Grundlagen der Stratigraphie im marinen Karbon. — C. R. 2me Congr. Stratigr. carbonif. Heerlen 1935, **3**, S. 1165—1169. Maestricht 1938.

Wedekind, R.: Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). — Palaeontographica, **62**, S. 85—184, 54 Abb., Taf. 14—22. Stuttgart 1918.

Urschrift eingegangen am 20. Januar 1939
Druckauftrag erteilt am 15. Mai 1939

Versuch einer biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Tertiärs auf Grund von Foraminiferen

Von Werner Wick, Korbach/Waldeck

Tafel 18—23

Inhalt

Seite

A. Einleitung 477

Biostratigraphie des jüngeren Tertiärs auf Grund von Foraminiferen . . . 477

B. Die Entwicklung der Cristellarien (Gattungen *Cristellaria, Robulina, Perisphinctina* und *Gladiaria)* 478

I. Unteroligozän 478

II. Mitteloligozän . . . .

a) Horizont von Pietzpuhl 480

b) Horizont von Klepps und Hummelberg 483

III. Oberoligozän 485

IV. Mittelmiozän 485

V. Obermiozän 489

VI. Zusammenfassung der an den Cristellarien gewonnenen biostratigraphischen Ergebnisse 491

C. Die anderen Foraminiferengattungen und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie des Tertiärs 492

Flabellina, Lagena, Nodosaria und Dentalina, Glandulina, Frondiculária, Polymorphina, Uvigerina, Cornuspira, Quinqueloculina, Spiroloculina, Chilostomella, Nonionina, Polystomella, Textularia, Bulimina, Gaudryina, Virgulina, Rotaliidae, Truncatulina, Pulvinulina, Asterigerina, Epistomina, Gyroidina, Rotalia, Rotaliatina, Globigerina, Sphaeroidina.

D. Zusammenfassung 510

E. Schriften 511

A. Einleitung

In dieser Studie über die oligozänen und miozänen Foraminiferen soll der Versuch gemacht werden, mit Hilfe der Foraminiferen zu einer biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Tertiärs zu kommen.

Ich habe zu diesem Zwecke das Unteroligozän von Helmstedt, das Mitteloligozän der Magdeburger Gegend und das Miozän der weiteren Umgebung von Bremen untersucht. Dabei habe ich die Tone bereits im Gelände selbst geschlämmt, um die Tonlagen herauszufinden, welche Foraminiferen führten. Im Geologischen Institut der Universität Marburg habe ich die Schlämmrückstände genauer ausgelesen und die Faunen untersucht. Von zahlreichen Ziegeleibetrieben, die ich selbst nicht aufsuchen konnte, habe ich Material zugesandt erhalten, so daß das mir zur Verfügung stehende Material bereits eine erste gute Grundlage für derartige Untersuchungen darstellt. Das Oberoligozän liegt mir in toniger Ausbildung in nur geringem Ausmaße vor; untermiozäne Tone zu erhalten ist mir leider nicht gelungen.

Ich bin mir bewußt, daß infolge der lückenhaften Profilaufsammlung lediglich durch Tagesaufschlüsse keine Standardgliederung des Tertiärs auf Grund von Foraminiferen geschaffen ist. Eine detaillierte Bearbeitung kann erst erfolgen, wenn ein durchgehendes Tertiärprofil vorliegt. Ein solches in Tagesaufschlüssen aufzufinden, ist mir leider nicht gelungen, und andere als Tagesaufschlüsse standen mir nicht zur Verfügung. Die vorliegende Arbeit will vielmehr Wege für eine Foraminiferenstratigraphie vom paläontologischen Gesichtspunkt aus weisen.

Es sei weiterhin bemerkt, daß ich nicht jedes mir vorliegende Exemplar erwähnt und systematisch eingeordnet habe. Das hat seinen Grund darin, daß es ja nicht der Sinn der vorliegenden Arbeit war, die Foraminiferen-Systematik des Tertiärs zu überprüfen oder zu wiederholen, sondern eine geologische Chronologie auf Grund des bereits vorhandenen zu schaffen. Daher liegt das Schwergewicht der Betrachtung auf den in diesem Sinne brauchbarsten Formen, während die anderen minder brauchbaren vernachlässigt werden durften.

Biostratigraphie des jüngeren Tertiärs auf Grund von Foraminiferen

Bei der Bearbeitung der von mir im jüngeren Tertiär gesammelten Foraminiferen-Fauna hat sich als ein erstes Resultat ergeben, daß eine verhältnismäßig scharfe Grenze in der Foraminiferen-Fauna etwa zwischen dem Unter- und Mitteloligozän vorhanden ist. Die genaue Lage dieser Grenze läßt sich deshalb nicht angeben, weil mir Großversteinerungen nicht in ausreichender Menge zur Verfügung standen, um die genaue Lage der konventionellen Tertiärhorizonte zu bestimmen.

In der Foraminiferen-Fauna kommt diese Grenze am klarsten in dem Verhalten der Robulinen zum Ausdruck. Aus diesem Grunde weiche ich hier von der üblichen Systematik ab und stelle die Robulinen als die im Sinne dieser Arbeit brauchbarsten Formen voran.

B. Die Entwicklung der Cristellarien

(Gattungen *Cristellaria, Robulina, Perisphinctina* und *Gladiaria*)

I. Unteroligozän

Unterhalb der Grenze Unter—Mitteloligozän finden sich vornehmlich Robulinen, deren Gehäuse von einem mehr oder weniger dicken, undurchsichtigen Zementmantel oder einer zementartigen Mantelschicht so bedeckt sind, daß die Kammerwände (Nähte) und die Mündungsdreiecke nicht zu erkennen sind. Von diesen Robulinen haben einige eine dicke Nabelscheibe, aber keine bzw. nur schwache Rippen. Die Robulinen dagegen, denen eine auffallendere Nabelscheibe fehlt, haben kräftige, radiale, häufig geknotete oder in Knoten aufgelöste Rippen. Allen diesen Formen ist eine galeate Externseite eigen.

In systematischer Hinsicht können daher drei Gruppen unterschieden werden.

1. Gruppe

Normal aufgerollte Robulinen mit dreieckigem Windungsquerschnitt und kräftigen Rippen:

Cristellaria prominula **Rss.**

(Bornemann 1855, Taf. 9, Fig. 3)

Taf. 18, Fig. 2—3

Die Formen dieser Gruppe zeigen in sehr markanter Ausbildung eine starke Zementdecke in Verbindung mit kräftigen Rippen. Ein opaker Kielsaum ist meist vorhanden. Meine Formen unterscheiden sich von den bei Bornemann abgebildeten dadurch, daß der Kielsaum nicht geflügelt und die Form im ganzen nicht so stark abgeplattet ist, wie er sie beschreibt und abbildet. Dieselbe Form liegt mir auch weniger stark zementiert vor, doch ist die Anlage der kräftigen Rippen und der opake Kielsaum auch hier deutlich sichtbar (Fig. 2).

Robulina angulata **Rss. var.** ***costata*** **n. var.**

(Reuss 1851, Taf. 8, Fig. 6)

Zu dieser Gruppe gehört auch die auf Taf. 18, Fig. 7 abgebildete Form, für die ich in der Literatur keine Anhaltspunkte habe finden können. Das aus sechs Kammern bestehende Stück ist im Umfang eckig und scharfwinklig. Jede auf eine Ecke zulaufende, nur schwach gebogene Kammernaht ist durch eine sehr ausgeprägte, z. T. knotenartig aufgelöste Rippe ausgezeichnet. Im Nabel laufen die Rippen zu einem kräftigen Nabelknoten zusammen. Ein opaker Kielsaum läuft um die ganze Form herum. Die Mundfläche und die beiderseits sie begleitende erhabene Leiste verlaufen gerade. Die Mündung ist schmal schlitzförmig; ob ein aufgesetzter Strahlenkorb abgebrochen ist, war nicht festzustellen, ist aber wahrscheinlich.

Die einzige im Umriß ähnliche Form habe ich bei Reuss 1851, Taf. 8, Fig. 6 gefunden. Doch zeigt diese Form nicht die für die Helmstedter Zeit

so charakteristischen Rippen und keinen Kielsaum. Auch verläuft die beiderseits die Mundfläche begleitende erhabene Leiste bei meinen Formen gerade, während Reuss sie gebogen zeichnet. Im Anschluß an Reuss bezeichne ich diese Form als *Robulina angulata* Rss. var. *costata* n. var.

***Robulina beyrichi* Born.**

(Bornemann 1855, Taf. 14, Fig. 8)

Taf. 18, Fig. 5

Die vorliegende Form gehört ebenfalls in diese Gruppe. Sie zeigt einen gleichmäßigen, deutlichen Zementmantel in Verbindung mit schwächeren Rippen.

2. Gruppe

Normal aufgerollte Robulinen mit gleichmäßiger Mantelschicht, fehlenden Rippen und kräftigem Kielsaum.

***Robulina nitida* Rss.**

(Reuss 1863, Taf. 6, Fig. 66)

Taf. 18, Fig. 6

3. Gruppe

Normal aufgerollte Robulinen mit gleichmäßiger Zementdecke, auffallender Nabelscheibe und fehlendem Kielsaum.

Prototyp im Helmstedter Horizont:

***Cristellaria umbonata* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 19, Fig. 1—2)

Taf. 18, Fig. 4

***Gladiaria* n. g.**

Genotyp: *Cristellaria herrmanni* Andreae.

(Andreae 1898, S. 298)

Taf. 18, Fig. 1

Neben den normalen Robulinen, deren scharfkantiger Röhrenquerschnitt ein Dreieck ist, finden sich häufig halb eingerollte, vollkommen abgeplattete, breite Cristellarien; sie fallen auch dadurch auf, daß sie um das Anfangsgewinde herum einen stacheligen Kielsaum herausbilden. Auch sie sind durch Radialrippen, die vollkommen in Knoten übergehen können, ausgezeichnet. Die schmale Mundwand ist rinnenförmig eingesenkt und, wie ein besonders gut erhaltenes Stück zeigt, ist diese Rinne von einer durch die Mantelschicht gebildeten dünnen Membran brückenartig überdeckt.

Diese Gruppe der Cristellariiden weicht so erheblich von den normalen Robulinen ab, daß sie als Gattung *Gladiaria* abgetrennt wird.

Die Gattung *Gladiaria* findet sich bereits im älteren Eozän, ist aber auch noch im Obereozän, wie von Hantkens Abbildungen ganz deutlich zeigen, mit schmalen, dickeren Arten vertreten.

Die mir von Helmstedt vorliegenden Formen stimmen auffallend mit der von Andreae beschriebenen Form überein. Da sie in dem Helmstedter Horizont eine so auffallende Erscheinung ist, sich im Mitteloligozän aber nirgends gefunden hat, die mitteloligozäne Fauna vielmehr einen ganz anderen Charakter zeigt, während diese Formen nach dem Eozän hin unberippte Vorgänger haben, kann es wohl als sicher gelten, daß die von Andreae beschriebene Form zum Unteroligozän zu rechnen ist.

II. Mitteloligozän

a) Horizont von Pietzpuhl

Oberhalb der Grenze Unter—Mitteloligozän ist die Robulinen-Fauna eine andere. Es erscheinen hier vorwiegend Robulinen mit Glasschmelzmantel; Mündungsdreiecke und Kammergrenzen sind bei der Mehrzahl der Formen immer deutlich zu erkennen. Häufig ist ein glasklarer Kielsaum vorhanden. Es ist anzunehmen, daß dieser, der sehr empfindlich und dünn ist, beim Schlämmen leicht abbricht. Alle diese Robulinen haben ohne Ausnahme eine glatte Schalenoberfläche; rippentragende Formen wurden nirgends gefunden.

Bereits 1870 hat v. Schlicht eine klare bildnerische Darstellung dieses Charakters der Foraminiferen-Fauna gegeben, die sich oberhalb der genannten Grenze findet. Diese Grenze gewinnt dadurch an Bedeutung, daß sie mit dem gleichen Charakter bereits etwa an der Grenze von Neokom gegen Gault vorhanden ist. Auch an der Neokom-Gaultgrenze endet eine Cristellarien-Fauna, die durch dicken, rippentragenden Zementmantel ausgezeichnet ist. Oberhalb dieser Grenze tritt genau ebenso wie bei der Grenze Unter- gegen Mitteloligozän eine sehr mannigfaltige glattschalige Cristellarien-Fauna auf, die auf dem Glasschmelzmantelstadium steht.

Daneben kommen Formen vor, deren Gehäuseschalen einen ähnlichen Charakter haben, die sich aber von den reinen Glasschmelzformen dadurch unterscheiden, daß die Gehäuseoberfläche eine erste sehr dünne Mantelschicht trägt. Bei diesen Formen sind die Kammergrenzen immer deutlich sichtbar, die Mündungsdreiecke dagegen können leicht verschwimmen. Dieser Erscheinung dürfte man wohl am ehesten gerecht werden, wenn man sie als Mattglasschmelzstadium kennzeichnet.

Die bei v. Schlicht gegebenen Abbildungen und Beschreibungen lassen erkennen, daß ihm im wesentlichen Formen aus der reinen Glasschmelzphase vorgelegen haben müssen. Daß die Verhältnisse bei mir etwas anders liegen, möchte ich dadurch erklären, daß die Pietzpuhler Mergelgrube inzwischen völlig verfallen ist, und es mir daher nicht möglich war, die tieferen Horizonte, die die Träger der reinen Glasschmelzformen sein dürften, zu erreichen.

Neben diesen Robulinen normaler Art, die unvollkommen, halb oder ganz aufgerollt sein können, also in allen Aufrollungsstadien vorliegen und einen dreieckigen Windungsquerschnitt haben, finden sich wiederum stärker abweichende Typen. Diese sind mehr oder weniger stark abgeplattet und zeigen an den Kammergrenzen mehr oder weniger ausgebildete taillenartige Einschnürungen. In bezug auf den Mantel verhalten sie sich genau so wie

die normalen Robulinen mit dreiseitigem Gehäusequerschnitt. Die Mündung besteht bei diesen Formen aus einem Warzenkorb.

Eine Eigentümlichkeit dieser Gruppe ist es, daß die letzten Kammern häufig von der planospiralen Aufrollung abweichen. Diese Erscheinung tritt schon in den Abbildungen v. Schlicht's zutage; ich habe sie bei ausgewachsenen Exemplaren nicht selten und in noch stärkerem Maße, als dies bei v. Schlicht's Darstellung zum Ausdruck kommt, beobachten können. Ich möchte diese auffallende Erscheinung mit dem Neueinsetzen dieser Gattung in Verbindung bringen und sie dahin deuten, daß die Formen die planospirale Aufrollung, die sie anstreben, in diesem Anfangsstadium noch nicht erreichen, sondern um sie herumpendeln. Diese Erscheinung tritt zum letztenmal ganz selten in dem höher gelegenen Hummelsberger Horizont auf. In noch jüngeren Horizonten habe ich sie nie mehr beobachtet. Die Formen dieser Gruppe haben einen so einheitlichen Charakter, daß sie zu einer neuen Gattung *Perisphinctina* zusammengefaßt werden.

Zu dieser Gruppe tritt noch eine dritte Gruppe hinzu, deren Gehäuse noch stärker abgeplattet ist. Auch hier sind die Kammern durch taillenartige Einschnürungen voneinander getrennt. Von der zweiten Gruppe unterscheidet sich diese Gruppe dadurch, daß die Spitze der Warzenkappe nach außen-hinten gerichtet ist, während sie bei normalen Robulinen und den Formen der zweiten Gruppe nach vorn gerichtet ist.

Es läßt sich also allgemein sagen, daß die Robulinen oberhalb der Grenze glatt sind und auf dem Stadium des Glasschmelzmantels stehen. Sie sind mit drei Gruppen vertreten:

1. Gruppe

Robulinen ohne taillenartige Einschnürung und mit dreieckigem Windungsquerschnitt.

a) Normal aufgerollte Formen

Die Formen dieser Gruppe können in systematischer Hinsicht folgenden Gattungen zugeordnet werden:

***Cristellaria spectabilis* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 16, Fig. 1—2)

Taf. 19, Fig. 1

Meine Formen tragen im Gegensatz zu v. Schlicht's Formen keinen Kielsaum, kommen diesen Formen aber näher als den bei v. Schlicht auf Taf. 16, Fig. 3—4 abgebildeten Formen ohne Kielsaum.

***Cristellaria beyrichi* Born.**

(Bornemann 1855, Taf. 14, Fig. 8)

Taf. 19, Fig. 2

Ein Vergleich dieser Formen mit den auf Taf. 18, Fig. 5 abgebildeten zeigt mit aller Deutlichkeit den Unterschied zwischen der Glattschaligkeit und dem Fehlen einer Mantelschicht im Gegensatz zu jenen Formen, die sich gerade durch diese und durch die Rippen auszeichnen.

***Cristellaria tangentialis* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 19, Fig. 11—12)

Taf. 19, Fig. 3

Die vorliegenden Formen gehören ebenfalls dieser ersten Gruppe an. Es mag hervorgehoben werden, daß sie, verglichen mit den Formen des höher gelegenen Horizontes von Klepps, wesentlich kleiner sind als die späteren Formen.

b) Unvollkommen aufgerollte Formen

***Cristellaria hauerina* d'Orb.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 14, Fig. 27—30, 35—36, Taf. 15)

Taf. 19, Fig. 8

Charakteristisch für den Pietzpuhler Horizont ist das häufige Vorkommen von halb- oder unvollständig aufgerollten Formen.

2. Gruppe

Mehr oder weniger platte Cristellarien, deren Kammern durch taillenartige Einschnürungen getrennt sind. Der Mündungskorb ist nach vorn gerichtet, und die Mündungswand zeigt keine rinnenartige Vertiefung.

Perisphinctina n. g.

***Perisphinctina (Cristellaria) articulata* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 17, Fig. 5—8)

Taf. 19, Fig. 4—6

Die zweite Gruppe wird am besten durch Formen der vorliegenden Art verkörpert, die von Reuss bestimmt wurde.

An anderer Stelle (Reuss 1863, Taf. 6, Fig. 68) zeichnet Reuss eine *Cristellaria,* die mit diesen Formen wohl ident sein dürfte. Dort benennt er sie *Cristellaria depauperate* Rss.; ich erwähne dies, um eine Verwechslung dieser Formen mit der später zu erwähnenden dritten Gruppe zu vermeiden. Die Formen der zweiten Gruppe zeigen z. T. einen Kielsaum, z. T. schon eine erste Anlage des später für diese Gruppe so charakteristisch werdenden Kielwulstes. Die Formen lassen sich in vielkammerige (Fig. 4) und in Formen, die aus sechs Kammern bestehen (Fig. 5 und 6), unterteilen.

3. Gruppe

Stark abgeplattete Cristellarien, deren Mündungskorb nach außen-hinten gerichtet ist und deren Mündungswand (Septum) eine rinnenartige Einbiegung zeigt.

***Perisphinctina (Cristellaria) depauperata* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 16, Fig. 5—10, 13—14)

Taf. 19, Fig. 7

Die Formen dieser Gruppe unterscheiden sich von denen der zweiten durch die noch stärkere seitliche Abplattung und die Lage der Mündung.

b) Horizont von Klepps und Hummelberg

Wenn man nunmehr die Entwicklung der Cristellarien durch das höhere Oligozän und das Miozän hindurch verfolgt, zeigt es sich, daß sie schrittweise einen anderen Charakter annehmen. Die Mantelschicht wird dicker, bei den einen schneller, bei den anderen langsamer und nimmt Milchglas- und Porzellancharakter an. Die Mündungsdreiecke verschwinden zuerst. Bei einem Teil bleiben die Kammergrenzen noch deutlich sichtbar, bei einem anderen Teile verschwinden sie unter der porzellanartigen Manteldecke fast ganz. Bei den ⊣ abgeplatteten Typen treten die Kammergrenzen häufig nur noch als taillenartige Einschnürungen hervor. Ein Kielsaum, der jetzt bei ausgewachsenen Formen bis auf den Altersumgang den Glasschmelzcharakter verliert und opak wird, kann bestehen bleiben und sogar eine beträchtliche Breite erreichen.

Es lag nahe, auch hier ebenso wie im Gault zwischen dem Milchglasstadium und dem Porzellanstadium mit Schmelzrissen zu unterscheiden. Wenn auch hin und wieder zwar Schmelzrisse beobachtet wurden, so ließ sich diese Unterscheidung deshalb nicht durchführen, weil die einen schneller, die anderen langsamer das Porzellanstadium erreichen. Im Porzellanstadium sind hier die Kammergrenzen kaum zu sehen, und die Schalenoberfläche erscheint porzellanartig glatt. Im Milchglasstadium ist die Schalenoberfläche matt, nicht glänzend. Es ist durchaus möglich, ohne daß es hier bewiesen werden kann, daß die mir vorliegenden Faunen gerade aus der Grenze der Milchglas- und Porzellanphase stammen.

Insgesamt aber ergibt sich mit Sicherheit, daß sich über dem älteren Pietzpuhler Horizont der glatten Glasschmelzcristellarien mit deutlich zu erkennenden Nähten und Mündungsdreiecken ein zweiter jüngerer Horizont einstellt. Dieser jüngere Horizont ist der Horizont der glattschaligen Cristellarien mit opakem Milchglas- und Porzellanmantel. Die mir vorliegenden Faunen dieses Horizontes entstammen zwei verschiedenen Fundorten, nämlich der Tongrube der Ziegelei Klepps bei Loburg und der Tongrube am Hummelberg der Ziegelei Schönebeck-Elbe. Ich habe nicht einwandfrei feststellen können, ob diese beiden Horizonte altersverschieden sind. Daß sie altersverschieden sind, scheint mir sicher, wenn auch die Altersunterschiede nur geringe sind.

Bei Klepps erscheinen die normalen Robulinen mit dreiseitigem Windungsquerschnitt voll aufgerollt. Die Kammergrenzen scheinen immer deutlicher oder weniger deutlich durch die Mantelschicht durch. Rippen fehlen. Obwohl eine Nabelscheibe nicht hervortritt, laufen die Kammergrenzen nicht radial, sondern tangential, also an der Mitte vorbei. Die Externseite zeigt eine Kielkante, die als Glasschmelz angelegt wird, die Formen sind also galeat.

Die entsprechenden Formen des Hummelberger Horizontes sind lediglich wohl die Weiterbildung der Robulinen von Klepps mit tangential verlaufenden Nähten. Sie unterscheiden sich von den entsprechenden Robulinen der Lokalität Klepps dadurch, daß die Zahl der Kammern des Schlußumganges eine größere ist und die Kammergrenzen kaum zu sehen sind. Die Mantelschicht ist zweifellos dicker und undurchsichtiger, manchmal sogar schon zementartig. Es ist zu betonen, daß Rippen noch immer fehlen. Mündungsdreiecke

sind nur bei kleinen Exemplaren zu sehen, die Kammergrenzen nur als taillenartige Einschnürungen oder an der Ausfüllung mit Mantelsubstanz zu erkennen.

In systematischer Hinsicht können wiederum die drei Gruppen unterschieden werden, die bereits im Pietzpuhler Horizont herausgestellt werden konnten.

1. Gruppe

***Cristellaria tangentialis* Rss.**

Die auf Taf. 20, Fig. 1 abgebildete Form läßt erkennen, daß sie auf dem Porzellanstadium steht; der Schmelzüberzug ist porzellanartig glatt und durch feine Risse differenziert. Der Kielsaum zeigt nur beim letzten Umgang einen klaren Charakter, während er sonst opak ist, wie dies an der Stelle der letzten abgebrochenen Kammer deutlich wird. Ein zweites Stück derselben Art zeigt Milchglascharakter (Fig. 2). Die Kammergrenzen sind unter der opaken Mantelschicht noch erkennbar, die Mündungsdreiecke dagegen sind verschwunden; der Kielsaum ist überall opak. Rippen fehlen bei beiden Formen.

***Cristellaria nitida* Rss.**

(Reuss 1863, Taf. 6, Fig. 66)

Während die auf Taf. 20, Fig. 3 zur Darstellung gebrachte Form ihrem Charakter nach dem Milchglasstadium angehört, zeigt ein anderes mir vorliegendes Stück einen Fortschritt in der allgemeinen Entwicklung. Die Zementierung hat bereits solche Stärke erreicht, daß die Kammergrenzen nur noch ganz schwach durchschimmern, die Mündungsdreiecke sind völlig geschwunden. Besonders auffällig sind die ersten Ansätze zur Rippenbildung. Die Form dürfte gerade dem Grenzhorizont von rippenfreien und rippentragenden Formen entstammen.

2. Gruppe

Die zweite Gruppe tritt bei Klepps völlig in den Hintergrund und ist nur mit wenigen kleinen Exemplaren vertreten, die *Perisphinctina (Cristellaria) articulata* Rss. angehören. Auch im Hummelberger Horizont tritt diese Form im Faunenbild sehr stark zurück (Taf. 20, Fig. 4).

3. Gruppe

***Perisphinctina (Cristellaria) depauperata* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 16, Fig. 5—10)

Taf. 20, Fig. 5—6

Die dritte Gruppe der seitlich stark abgeplatteten Formen erscheint dagegen wieder in der Fauna. Die Formen von Klepps unterscheiden sich von den Pietzpuhler Formen dadurch, daß die taillenartigen Einschnürungen namentlich der letzten Kammern stärker hervortreten und sich ein opaker Kielsaum, den die Pietzpuhler Formen nicht besitzen, einstellt. Ferner lassen die Formen von Klepps keine Mündungsdreiecke mehr erkennen, wie dies bei der Mehrzahl der Pietzpuhler Formen der Fall ist. Die hochglänzende Gehäuseschale der Pietzpuhler Formen erscheint hier matt und leicht angerauht.

Im Horizont von Hummelberg tritt die dritte Gruppe mit sehr charakteristischen, seitlich so stark abgeplatteten Formen hervor, daß die taillenartigen Einschnürungen nur noch sehr schwach hervortreten (Fig. 6). Die Nähte fallen als dunkle, zuweilen etwas leistenartig betonte Linien auf. Umrandet wird das Gehäuse von einem opaken Kielsaum, der nur bruchstückweise erhalten ist. Sie zeigen, da sie auch verhältnismäßig breit sind, eine große Ähnlichkeit mit den Gladiarien aus dem Unteroligozän von Helmstedt. Daß zwischen diesen und den Gladiarien keine genetischen Beziehungen, sondern nur Analogien bestehen, zeigt sich bereits darin, daß den Formen von Klepps die auffallende Skulptur fehlt und ihre älteren Repräsentanten in der Glasschmelzphase von Pietzpuhl keinen ausgesprochenen Kielsaum haben (iterative Artbildung).

Eine andere, wohl auch dieser Gattung angehörende Form betont demgegenüber gerade die Einschnürung sehr stark (Fig. 5). Der ± große, stark opake Kielsaum und die Mantelschicht, die bei dieser Form schon fast zementartig wirkt und die Kammergrenzen nur schwach durchscheinen läßt, zeigt auffallend den Unterschied dieser Formen gegenüber denen von Pietzpuhl und Klepps.

III. Oberoligozän

Aus echtem Oberoligozän liegen mir keine brauchbaren Faunen vor. Ich habe aber an Hand meines spärlichen Materials den Eindruck gewonnen, daß sich das Oberoligozän auch auf Grund der *Cristellaria*-Formen wird von der älteren mitteloligozänen Fauna biostratigraphisch gut abtrennen lassen. So habe ich beobachten können, daß die Nähte durch feine Schmelzleisten betont werden. Im Nabel zeigt sich eine sehr feine Granulation aus derselben Masse; vielleicht weisen beide Dinge auf die spätere Anlage von Nabelknoten und Nahtrippen hin. Diese Beobachtungen lassen sich aber zur Zeit noch nicht biostratigraphisch auswerten.

IV. Mittelmiozän

Gänzlich unbekannt sind die Foraminiferen-Faunen des Untermiozäns. Hier liegt eine Lücke vor, die ich zur Zeit nicht in der Lage bin zu überbrücken. Erst mit dem Mittelmiozän erscheinen wieder marine Tone mit einer reichen Foraminiferen-Fauna, die sich von der des Mitteloligozäns grundsätzlich unterscheidet. Diese mittelmiozäne Fauna greift, den allgemeinen Charakter beibehaltend, noch in das Obermiozän hinüber. Erst im höheren Obermiozän tritt vielleicht wiederum eine Veränderung der Foraminiferen-Fauna ein. Von diesem höheren Obermiozän abgesehen, läßt sich die nun folgende miozäne Foraminiferen-Epoche auf Grund von Cristellarien folgendermaßen kennzeichnen.

Unter den Cristellarien herrschen entschieden normale Robulinen mit dreieckigem Windungsquerschnitt vor. Unvollkommen aufgerollte oder halb aufgerollte Formen treten vollkommen zurück. Die Robulinen dieser Epoche zeichnen sich ganz allgemein durch die kräftige Entwicklung der radialen Rippen aus. Die Rippen können, besonders im Nabel, in Knoten aufgelöst sein, die andererseits wiederum miteinander zu einer größeren Nabelscheibe

verwachsen. Um die Außenseite herum läuft ein runder Kielwulst, so daß die Robulinen dieser Epoche von denen des Unteroligozäns leicht zu unterscheiden sind. Die unteroligozänen Robulinen mit Rippen sind galeat bzw. oxynot, während die Robulinen des Miozäns mit Rippen einen Kielwulst haben. Die Mündungskappe kann beträchtliche Größe erreichen und nur noch an der vorletzten Kammer als Mündungsdreieck sichtbar sein. Der Kielwulst zeigt die Neigung, Stacheln zu bilden, ein für diese Epoche ganz ausgezeichneter Charakter. Wenn die Stacheln sich verbreitern, können sie zu einem ± breiten Kielsaum verschmelzen.

Es ist durchaus wahrscheinlich, daß die berippten Robulinen in dieser Fassung auch die weiter entwickelten Vertreter der zweiten Pietzpuhler Untergruppe umfassen. Wenn man die Pietzpuhler Formen (Taf. 19, Fig. 5 und 6) mit den entsprechenden Formen (Taf. 21, Fig. 3 und 4) vergleicht, so unterscheidet sich die jüngere von der älteren nur dadurch, daß bei gleicher Kammerzahl und gleicher Kontur die taillenartigen Einschnürungen durch kräftige Wulstrippen ersetzt sind und die Externseite mit einem Kielwulst versehen ist. Vom Standpunkte der geologischen Chronologie aus ist dieses Abstammungsverhältnis ohne Bedeutung. Würden sie aber genetisch zusammengehören, so wäre dies wiederum eine Bestätigung dafür, daß sich nahe verwandte Stämme im gleichen Tempo und in der gleichen Richtung verändern.

Die dritte Gruppe der Cristellarien ist seltener und kleinwüchsiger geworden. Die Nähte sind durch feine Perlrippen ausgezeichnet.

Eine halb aufgerollte Cristellaria, deren Rippen durch zahlreiche Knotenreihen aufgelöst sind, könnte der dritten Gruppe angeschlossen werden. Sie gleicht auffallend der *Gladiaria* des Alteozäns. Sie unterscheidet sich aber dadurch von der letzteren, daß auf der Außenseite Knotenkielreihen entlanglaufen; da sich entsprechende Formen weder im Obereozän noch im gesamten Oligozän gefunden haben, ist anzunehmen, daß zwischen diesen für das Miozän sehr charakteristischen und den alteozänen Formen irgendwelche Beziehungen nicht bestehen.

Allgemein sind die Cristellarien dieser Epoche somit dadurch gekennzeichnet, daß sie mit nur geringen Ausnahmen auf dem Stadium der zementartigen Mantelschicht mit kräftigen, radialen Rippen und einem deutlich ausgebildeten Kielwulst stehen. Sie gliedern sich in folgende Gruppen:

1. Gruppe

Formen ohne taillenartige Einschnürungen und mit dreieckigem Windungsquerschnitt.

a) Glatte oxynote Cristellarien ohne Nabelscheibe.

Als Prototyp dieser Gruppe kann dienen:

***Robulina nitidissima* Rss.**

(Reuss 1851, Taf. 24, Fig. 25)

Zu dieser Gruppe ist lediglich zu bemerken, daß sie im Faunenbild keine größere Bedeutung besitzt.

b) Dicke Robulinen mit durch beinfarbene Radialrippen betonten Nähten, die am Nabel in einer Nabelscheibe zusammenfließen können. Der Kielwulst ist auffallend gezackt.

Repräsentanten dieser Gruppe sind:

***Cristellaria echinata* d'Orb.**

(d'Orbigny 1846, Taf. 4, Fig. 21—22)

Taf. 21, Fig. 1

Meine Formen unterscheiden sich von den d'Orbigny'schen durch eine bedeutend größere Nabelscheibe.

***Robulina callocostata* n. sp.**

Taf. 21, Fig. 2

Die aus fünf Kammern bestehende Form zeigt einen deutlichen Kielwulst. Die Kammernähte sind durch kräftige Schmelzrippen betont, die im Nabel zu einem sehr kräftigen Knoten verfließen. Das Stück, das ich in der Literatur nirgends habe finden können, bezeichne ich als *Robulina callocostata* n. sp.

2. Gruppe

Leicht abgeplattete Robulinen, deren Kammern durch taillenartige Einschnürungen getrennt sind.

a) Normal aufgerollte Formen

***Perisphinctina (Cristellaria) articulata* Rss. var. *costata* n. var.**

Taf. 21, Fig. 3—4

In den taillenartigen Einschnürungen bilden sich Wulstrippen oder perlartige Knoten heraus. Die Rippen verwachsen häufig mit dem Kielwulst, der die gleiche Farbe und Beschaffenheit besitzt. Häufig ist die letzte oder vorletzte Naht noch frei von Rippen. Auf dem Nabel kann eine Gruppe von Knoten mit ovalem Umriß auftreten. Der Kielwulst ist stets frei von Zacken.

Es ist anzunehmen, daß sie die Deszendenten der zweiten Pietzpuhler Gruppe sind. Daher rechne ich diese Gruppe zu *Perisphinctina (Cristellaria) articulata* Rss. Reuss 1863 bildet auf Taf. 8, Fig. 91 eine Form ab, die mit meinen Formen ident ist, und bezeichnet sie als *Robulina depauperata* var. *callifera* Rss. Dazu ist zu bemerken, daß es sich bei diesen Formen nicht um solche handelt, die lediglich eine kalkige Nabelausfüllung tragen, wie dies die Reuss'schen Formen zeigen, sondern um tatsächliche Rippen, die bis zur Externseite gehen. Daher wird man diese Form am zweckmäßigsten als *Perisphinctina (Cristellaria) articulata* var. *costata* bezeichnen. Der Kielwulst, der für alle diese Formen so typisch ist, kommt dagegen auch auf den Reuss'schen Abbildungen zum Ausdruck.

b) Halb aufgerollte, platte, berippte Cristellarien.

***Robulina integra* Born.**

(Bornemann 1855, Taf. 14, Fig. 12—13)

Taf. 21, Fig. 5

Die Rippen sind an der Außenseite sehr schwach, werden aber nach dem Nabel breiter, sie können einander im Nabel überschneiden. Ein Kielwulst, der wiederum keine Zacken besitzt, ist deutlich ausgebildet. Die letzten Kammern reichen nicht bis zum Nabel.

Auch diese Gruppe stammt von der zweiten Pietzpuhler Gruppe ab. Sie schließt an eine Formengruppe an, die bei v. Schlicht auf Taf. 17, Fig. 7—8 abgebildet ist und der vielkammerigen *Cristellaria articulata* Rss. entspricht. Durch die Berippung und dadurch, daß sie einen deutlich erkennbaren Kielwulst anstatt eines Kielsaumes besitzt, unterscheidet sie sich von dem Pietzpuhler Horizont. Sie kann mit *Robulina integra* Born. verglichen werden. Besser wäre es aber wohl, sie ebenfalls als *Perisphintina (Cristellaria) articulata* Rss. var. *costata* zu bezeichnen.

3. Gruppe

Halb aufgerollte, stark abgeplattete Formen mit nach außen-hinten gebogener Mündung.

***Perisphinctina (Cristellaria) depauperata* Rss.**

Taf. 21, Fig. 7 a

Die Nähte sind durch kleine Perlknoten ausgezeichnet. Das Septum zeigt eine rinnenartige Einbiegung.

Die Formen, die der dritten Pietzpuhler Gruppe zuzurechnen sein dürften, zeigen gegenüber diesen Formen einen Rückschlag in der Größe und Häufigkeit der Formen. Hervorzuheben ist, daß auch sie Rippen tragen. Der Kielsaum ist fortgefallen, eher könnte man auch hier von einem Kielwulst reden.

***Cristellaria excisa* Born.**

(Bornemann 1855, Taf. 13, Fig. 19)

Die auf Taf. 21, Fig. 6 abgebildete Form darf wohl am ehesten der oben genannten Form gleichgestellt werden, wenn sie sich auch durch stärkere Abplattung, die Berippung und einen deutlichen opaken Kielsaum von der von Bornemann abgebildeten unterscheidet.

4. Gruppe

Dicke, halb aufgerollte Formen mit Knotenreihen.

***Gladiaria multilimbosa* n. sp.**

Taf. 21, Fig. 7

Formen, ähnlich der 3. Gruppe, aber dicker und noch stärker durch Kielknoten betont. Der äußeren Gestalt nach könnte man diese Form mit *Cristellaria*

fragaria Gümbel (v. Hantken 1875, Taf. 6, Fig. 1—3) vergleichen. Sie weicht von ihr aber so erheblich dadurch ab, daß bei ihr die Perlrippen, die bei der eozänen Form in einer geraden Linie verlaufen, leicht winklig nach innen abknicken und daß sie mehrere Kielsäume trägt, die nicht gerade durchlaufen, sondern sich überschneiden, daß ich sie als neue Art betrachten möchte. Ich bezeichne sie als *Gladiaria multilimbosa* n. sp.

V. Obermiozän

Aus dem Obermiozän liegen mir von den folgenden Fundpunkten Foraminiferen-Faunen vor: Hohenwoss in Mecklenburg, Steimke bei Syke, Hölingen bei Beckstedt und Twistringen. In der nicht mehr existierenden Ziegelei Wilschenbrook bei Lüneburg habe ich nicht selbst gesammelt. Dieses Material stammt aus der Sammlung von Herrn Professor Dr. Wedekind.

Die Fauna zeigt einen so einheitlichen Charakter, daß größere Altersunterschiede nicht bestehen können. Man wird aber vermutlich bei einer genaueren horizontmäßigen Untersuchung noch zu einer genaueren Untergliederung gelangen können. Bei der Robulinen-Fauna fällt auf, daß halb aufgerollte Formen sowie Perisphinctinen so gut wie ganz fehlen. Ebenso fehlen die auffallend berippten Robulinen mit Kielwulst, die für die mittelmiozänen Fundpunkte in hohem Grade charakteristisch sind. Nur bei Hölingen habe ich vereinzelte berippte Formen gefunden. Es herrschen entschieden glatte, unberippte Robulinen mit dickem Zementmantel vor. Der Mantel kann Kammergrenzen und Mündungsdreiecke restlos verhüllen. Eigentümlich ist diesen Robulinen mit dreieckigem Windungsquerschnitt, daß sie dadurch auffallend oxynot werden, daß sie einen ± kräftigen Kielsaum entwickeln. Dieser hat zuerst den Charakter von Glasschmelz; er wird in der weiteren Entwicklung verdickt und zementiert und zu einem Kiel von dreieckigem Querschnitt umgebildet. Auf der oxynoten Externseite können sich auffallend kleine kurze Stacheln ausbreiten.

Die Deutung dieser Robulinen im Rahmen der Cristellarien-Entwicklung bereitet zur Zeit noch größere Schwierigkeiten. Ich glaube, daß sie am einfachsten auf der folgenden Grundlage zu verstehen sind. Wie im höheren braunen Jura bei den Gabelrippern zuerst die Stephanoceraten im Stephanoceraten-Jura hervortreten und dieser Braun-Jura-Abteilung das Zeitgepräge geben und dann erst die Macrocephalen in die Erscheinung treten, so daß man den Macrocephalen-Jura dem Stephanoceraten-Jura chronologisch gegenüberstellen kann, so wird es ähnlich mit den Robulinen des Miozäns sein. Während im Mittelmiozän zuerst die Gruppe der berippten Robulinen mit Kielwulst, der hin und wieder Stacheln bildet, dominiert, glatte Robulinen aber zurücktreten und in der Entwicklung gehemmt bleiben, sterben im Obermiozän die berippten Robulinen mit Kielwulst bis auf wenige Nachläufer aus. Die glatten Robulinen dagegen, die im Mittelmiozän in ihrer Entwicklung noch gehemmt waren, kommen nunmehr zur Entfaltung und bilden die Gruppe der glatten, zementierten, oxynoten Robulinen.

Es ist aber auch die Möglichkeit vorhanden, daß im Mittelmiozän durch den Stoffwechselprozeß das zur Rippenbildung ausgeschiedene Material nicht mehr in der Bildung von Rippen konzentriert, sondern zum gleichmäßigen

Aufbau des Zementmantels verwandt wird. Ich erwähne diese Möglichkeit deshalb, weil ich ein Exemplar aus dem höheren Miozän von Hölingen besitze, bei dem unter dem abbrechenden glatten Zementmantel Rippen hervortreten. Da aber die Rippen der Robulinen des Mittelmiozäns sich in besonderer Weise entwickelt haben, können die Robulinen des höheren Miozäns zweifellos nicht ihre direkten Deszendenten sein. Diese Auffassung unterscheidet sich also gar nicht einmal wesentlich von der eben vorgetragenen Anschauung.

Das höhere Miozän, noch dieser Periode angehörend, kann daher als die Unterepoche der normal aufgerollten glatten oxynoten Robulinen mit dreieckigem Windungsquerschnitt bezeichnet werden. Sie sind durch einen gleichmäßigen, durch Rippen nur selten differenzierten Zementmantel ausgezeichnet. Eine größere Nabelscheibe ist ± häufig. Charakteristisch ist außerdem das Fehlen bzw. die Seltenheit der Perisphinctinen und der unvollkommen aufgerollten Robulinen.

Danach lassen sich folgende Gruppen unterscheiden:

1. Gruppe

Normal aufgerollte Robulinen mit kräftigem, gleichmäßigem Zementmantel. Als Prototypen dieser Gruppe erwähne ich:

***Cristellaria simplex* d'Orb.**

(d'Orbigny 1846, Taf. 4, Fig. 27—28)

Die vorliegenden Formen fanden sich vorwiegend in den Schlämmrückständen der Ziegelei Hohenwoos.

***Robulina magna* n. sp.**

Taf. 23, Fig. 1

Formen dieser Art fanden sich äußerst häufig in Lüneburg; sie fielen stets durch ihre Größe auf. Die sieben Kammern sind etwa gleich groß; die schwach gebogenen Kammergrenzen scheinen nur undeutlich durch die sie überdeckende Mantelschicht durch. Sie sind hin und wieder durch sehr schwache, opake Schmelzleisten betont. Die letzte Kammergrenze kann dadurch stärker hervortreten, daß sie eine schwache taillenartige Einschnürung besitzt. Charakteristisch ist der breite, stark opake Kielsaum. Da ich in der mir zur Verfügung stehenden Literatur keine Abbildung habe finden können, die mit meinen Stücken ident ist, fasse ich diese Form zu der neuen Art *Robulina magna* n. sp. zusammen.

2. Gruppe

Normal aufgerollte Robulinen mit einer deutlichen Nabelscheibe in Verbindung mit schwachen Rippen.

***Cristellaria umbonata* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 19, Fig. 1—4)

Taf. 22, Fig. 2

Cristellaria inornata d'Orb.
(d'Orbigny 1846, Taf. 4, Fig. 25—26)
Taf. 23, Fig. 2

Cristellaria calcar d'Orb.
(d'Orbigny 1846, Taf. 4, Fig. 18—20)
Taf. 22, Fig. 3

3. Gruppe

Berippte Robulinen.

Cristellaria cultrata d'Orb.
(d'Orbigny 1846, Taf. 4, Fig. 12)
Taf. 22, Fig. 1

Verglichen mit dem häufigen Auftreten dieser Gruppe im Mittelmiozän, wo sie diesen Schichten das Zeitgepräge geben, tritt diese Gruppe hier stark zurück.

4. Gruppe

Perisphinctinen. Sie tritt den anderen Formen gegenüber völlig zurück. Nur wenige, kleinwüchsige Stücke, die zu *Cristellaria depauperata* Rss. zu stellen sind, liegen mir vor (Taf. 22, Fig. 5).

VI. Zusammenfassung der an den Cristellarien gewonnenen biostratigraphischen Ergebnisse

Wenn man allein die Cristellarien-Fauna berücksichtigt, ergibt sich die folgende biostratigraphische Gliederung.

I. Die ältere Unterperiode der Gladiarien

Das Unteroligozän von Helmstedt entspricht der jüngeren Phase, der Phase der berippten oxynoten Robulinen mit Zementmantel.

Es ist nicht ohne Interesse, daß v. Hantken aus dem Obereozän Robulinen vom Glasschmelzstadium mit ausgeprägtem Kielsaum beschrieben hat. Das stimmt durchaus mit der nun bekannten allgemeinen Entwicklung der Cristellarien überhaupt überein.

II. Die jüngere Unterperiode der Perisphinctinen
(Mitteloligozän bis Obermiozän)

Die Entwicklung der Cristellarien erfolgt in dieser Unterperiode von glatten Robulinen mit Glasschmelzmantel als Ausgangspunkt über das Porzellan- und Milchglasstadium zum Zementmantelstadium. Während auf dem Porzellan- und Milchglasstadium Rippen stets fehlen, sind diese im Zementstadium vorherrschend. Dementsprechend werden zwei Epochen unterschieden:

1. Epoche der Glasschmelzrobulinen der Perisphinctinen (Mitteloligozän).
2. Epoche der zementierten Robulinen der Perisphinctinen (Miozän).
   a) Unterepoche der berippten Robulinen mit Kielwulst (Mittelmiozän).
   b) Unterepoche der glatten, zementierten, oxynoten Robulinen (Obermiozän).

C. Die anderen Foraminiferen-Gattungen und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie des Tertiärs

Gattung: *Flabellina*

Flabellina elliptica Nilss.

(Franke 1923, Taf. 8, Fig. 14)

Das vorliegende Exemplar stammt aus dem Hummelberger Horizont und ist das einzigste aus der Gattung *Flabellina,* das ich in meinem gesamten Material gefunden habe. Es dürfte sich dabei, ähnlich wie bei den Frondicularien, lediglich um den Nachläufer einer Gattung handeln, die in der Kreide ihre schöpferische Kraft verbraucht hat.

Gattung: *Lagena*

Zu dieser Gattung ist allgemein zu sagen, daß sie sich in allen Schichten als meist recht seltener Bestandteil gefunden hat. Es ist mir jedoch nicht gelungen, sie einem bestimmten Gestaltungsprozeß einzufügen. Es ist nur zu beachten, daß sich im Helmstedter Horizont vorwiegend zementierte und mit groben Kalkrippen verzierte Formen gefunden haben, während die Formen des Septarientons glattschalig sind; treten hier einmal berippte Exemplare auf, so sind die Rippen aus einem durchsichtigen, glasigen Schmelz, der mit den plumpen Kalkrippen der unteroligozänen Formen nicht verglichen werden kann. Ob die Lageniden im weiteren Verlauf der Entwicklung dem für Cristellarien aufgestellten Rhythmus angehören oder ob sie einen besonderen Weg gehen, konnte ich wegen zu geringen Vergleichsmaterials nicht feststellen.

Lagena isabella d'Orb.

(v. Schlicht 1870, Taf. 3, Fig. 19)

Das auf Taf. 18, Fig. 11 abgebildete Exemplar repräsentiert den zementierten Typ mit groben Kalkrippen.

Gattungen: *Nodosaria* u. *Dentalina*

Zu den Gattungen *Nodosaria* und *Dentalina* ist zu bemerken, daß sie, verglichen mit der Gattung *Cristellaria,* einen wesentlich stabileren Typ darstellen. Vom paläontologischen Standpunkt gesehen, kann dieser Gruppe daher auch keine so große Bedeutung zuerkannt werden wie jener; immerhin ist es interessant, zu sehen, daß sie sich einem gleichen Gestaltungsprozeß einzufügen scheinen wie jene. Auch bei ihnen kann man beobachten, daß sie sich schrittweise mit einer Mantelschicht umhüllen, und auch die Erscheinung der Rippenbildung scheint auf die jeweils höheren Horizonte innerhalb einer Periode beschränkt zu sein. Auf diese Weise ergibt sich eine natürliche Gliederung in einen jeweils tieferen Horizont, in dem die glattschaligen Formen vorherrschen und der meist durch enorm große Individuenzahl ausgezeichnet ist und ein höheres Niveau, in dem berippte Formen die Oberherrschaft innehaben; vereinzelt auftretende glattschalige Formen sind dabei als in der Entwicklung gehemmte Typen zu werten.

Der gesamte Gestaltungsprozeß kommt jedoch infolge der größeren Stabilität der Gruppe, die zugleich auch die Erhaltung gleicher Arten auf längere Zeit sichert, nicht in der Klarheit und Schärfe zum Ausdruck, wie dies bei den Cristellarien der Fall ist. Immerhin tragen die einzelnen Formen den Charakter der Zeit und können somit das Bild im ganzen abrunden helfen.

Nodosaria raphanus LINNÉ

(FRANKE 1928, Taf. 3, Fig. 36)

Taf. 18, Fig. 12

Diese Formen sind für den Helmstedter Horizont die charakteristischsten und der Individuenzahl nach häufigsten. Sie geben den Schlämmrückständen erst ihr spezifisches Gepräge, zumal sie auch durch ihre Größe auffallen. Sie können als Typ der Nodosarien mit Mantelschicht gelten.

Dentalina proteus RSS.

(REUSS 1861, Taf. 1, Fig. 9)

Taf. 18, Fig. 15

Charakteristisch für diese Formen ist, daß die Kammernähte Rippenansätze zeigen, die die Oberfläche nicht erreichen. Sie stellen auf diese Weise ein Zwischenstadium zwischen zementierten und glattschaligen Formen dar. Sie sind selten.

Nodosaria (Dentalina) soluta RSS.

(v. HANTKEN 1875, Taf. 3, Fig. 42)

Taf. 18, Fig. 14

Die Form kann als Typ der nichtzementierten Nodosarien angesehen werden. Er ist offenbar sehr stabil, denn auch im höheren Septarienton zeigt er den absolut glattschaligen Charakter.

Nodosaria (Dentalina) approximata RSS.

(v. HANTKEN 1875, Taf. 3, Fig. 5)

Taf. 18, Fig. 16

Es handelt sich hier ebenfalls um eine glattschalige Form. Bezüglich Häufigkeit ist zu erwähnen, daß die glatten Exemplare gegenüber *Nodosaria raphanus* als selten bezeichnet werden müssen und somit im Gesamtbild der zementierten Formen keine nennenswerte Rolle spielen.

Nodosaria grandis RSS.

(v. SCHLICHT 1870, Taf. 8, Fig. 13—14)

Taf. 19, Fig. 14; Taf. 20, Fig. 11

Exemplare dieser Art haben sich in Pietzpuhl, Klepps und Woltrup-Ankum gefunden. Sie stellen den Typ der glattschaligen, nichtzementierten Nodosarien mit hochglänzender Gehäuseschale dar. Entsprechend dem allgemeinen Ent-

wicklungsgang sind die Formen nur im Septarienton häufig, während sie im Mittelmiozän selten und lediglich als erhalten gebliebene stabilere Typen zu betrachten sind.

***Nodosaria (Dentalina) consobrina* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 9, Fig. 3)

Taf. 20, Fig. 10 u. 12

Bezüglich der Häufigkeit dieser Art ist zu erwähnen, daß sie im Horizont von Klepps in einer enormen Individuenfülle hervortritt. In Pietzpuhl und Hummelberg fand sie sich seltener, in Woltrup-Ankum nur als Seltenheit. Es handelt sich hier somit um eine Form, die im höheren Septarienton ein ausgesprochenes Maximum der Häufigkeit erreicht und auf diese Weise von großem stratigraphischen Wert ist. Dieses starke Hervortreten von *Nodosaria consobrina* Rss. in diesem Horizont hat auch an anderen Fundpunkten beobachtet werden können und scheint somit allgemeine Bedeutung zu haben. Es ist also durchaus möglich, daß es sich bei dieser Form um eine solche von hohem Leitwert handelt.

***Nodosaria ewaldi* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 7, Fig. 8—9)

Die vorliegende Form hat an der Nodosarien-Fauna des Septarientons großen Anteil. Sie liegt mir aus Pietzpuhl, Klepps, Hummelberg und vereinzelt aus dem Miozän vor. Die einzelnen Exemplare der verschiedenen Schichten zeigen untereinander nur geringe Unterschiede. In bezug auf die Häufigkeit liegt ein Maximum im Horizont von Klepps.

***Nodosaria adolphina* d'Orb.**

(d'Orbigny 1846, Taf. 2, Fig. 18—20)

Taf. 20, Fig. 13; Taf. 21, Fig. 10

Formen der vorliegenden Art fanden sich in Klepps, Hummelberg und im gesamten Miozän. Von Pietzpuhl liegt sie mir nicht vor, doch bildet v. Schlicht sie ab. Für den allgemeinen Entwicklungsgang ist charakteristisch, daß sie im Horizont von Klepps in kleiner, schmaler Form ohne Mantel und in besonderer Zartheit auftritt. Auch v. Schlicht bildet sie in derselben zierlichen Art ab; seine Formen sind ebenfalls auffallend klein. Im Faunenbild des Mittelmiozäns wird sie ein beherrschender Faktor. Nicht allein, daß sie individuenreich wird und daher in keinem Schlämmrückstand mehr fehlt, sondern sie erreicht auch etwa die doppelte Größe der Formen von Klepps. Die einzelnen Kammern sind kräftiger und die ganze Form ist breiter. Zu einer ausgesprochenen Mantelschichtbildung kommt es nicht, doch sind die Kammern nicht mehr durchsichtig und mit einer Schmelzschicht bedeckt.

So charakteristisch der Gestaltungsvorgang dieser Form auch ist, so kann sie doch nicht als Leitfossil für den Zeitabschnitt Mitteloligozän bis Miozän dienen, da sie bereits in der oberen Kreide und im Eozän, wie Franke's und v. Hantken's Abbildungen zeigen, vorkommt; immerhin ist ihre Häufigkeitszunahme und ihr Gestaltungsgang innerhalb dieser Periode recht charakteristisch.

Nodosaria semicostata Rss.

(v. Schlicht 1870, Taf. 8, Fig. 1 u. 7)

Taf. 20, Fig. 8

Die vorliegende Form fand sich in Klepps und im Oberoligozän. Sie kann, im allgemeinen Entwicklungsrahmen gesehen, als Übergangsform von der Gruppe der glattschaligen Nodosarien des tieferen Mitteloligozäns zu der Gruppe der berippten Nodosarien des Miozäns aufgefaßt werden.

Nodosaria (Dentalina) bifurcata d'Orb.

(Bornemann 1855, Taf. 13, Fig. 11)

Taf. 21, Fig. 11

Es ist bezeichnend, daß die vorliegende Form erstmalig im Hummelberger Horizont auftritt und damit die Entwicklung der zementierten Gruppe der Nodosarien des Miozäns einleitet. Für sie ist charakteristisch, daß die Rippen nicht gerade, sondern in leichter Windung über die einzelnen Kammern hinlaufen. Gegen das höhere Miozän hin gewinnt sie mehr und mehr an Bedeutung.

Nodosaria badensis d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 1, Fig. 34)

Taf. 21, Fig. 9

Die vorliegende, aus 3—4 Kammern bestehende Form stellt einen für das Mittelmiozän sehr charakteristischen und meist auch häufigen Typ dar. Meine Formen unterscheiden sich von den d'Orbigny'schen dadurch, daß die letzte Kammer keine so plötzliche Größenzunahme aufweist und die Rippen dieser Kammer nur bis zur Kammermitte reichen. Die Mündung ist häufig lang-stabförmig ausgezogen.

Nodosaria bacillum Defr.

(d'Orbigny 1846, Taf. 1, Fig. 40—47)

Taf. 21, Fig. 8

Die Riesenformen der vorliegenden Art mit dem typischen gewundenen Endstachel fanden sich in Woltrup und in Hölingen-Beckstedt. Zwischen den verschiedenaltrigen Formen scheint mir insofern ein Unterschied zu bestehen, als ich beobachten konnte, daß sich bei den Formen von Beckstedt häufiger als bei denen von Woltrup kleine Zwischenrippen einfügen, die dann entweder mit den Hauptrippen verschmelzen oder wieder verschwinden, ohne einen Anschluß an die vorhandenen Hauptrippen zu gewinnen. In Woltrup beschränkt sich die Berippung im wesentlichen auf die normalen Hauptrippen.

Gattung: *Glandulina*

Formen dieser Gattung haben sich überall gefunden; es ist mir aber nicht gelungen, sie in einen chronologischen Gestaltungsrhythmus einzuordnen. Zwar habe ich beobachtet, daß die Glandulinen in Helmstedt mit einer sehr

starken, den Polymorphinen ähnlichen mehrschaligen rauhputzartigen Zementdecke umgeben waren; im weiteren Verlauf habe ich aber meist glattschalige Formen gefunden. Es scheint mir daher sicher, daß auch diese Gattung an dem allgemeinen Entwicklungsgang teilnimmt, aber es ist denkbar, daß sie einem anderen zeitlichen Rhythmus unterliegt. Vielleicht wird es aber später noch gelingen, auch für diese Formen einen chronologischen Gestaltungsprozeß nachzuweisen.

Gattung: *Frondicularia*

Zu dieser Gattung ist allgemein zu bemerken, daß sie im tertiären Faunenbild durchaus zurücktritt. Formen dieser Art finden sich äußerst selten und nur sporadisch und besitzen daher keinen stratigraphischen Wert; sie sind wohl lediglich als eine ganz seltene, hin und wieder nochmals hervortretende Gruppe zu werten, die bereits in früheren Perioden ihre schöpferische Kraft in reicher Formenfülle verbraucht hat.

Frondicularia applanata n. sp.

Die auf Taf. 20, Fig. 7 und Taf. 23, Fig. 12 abgebildeten Formen aus dem oberoligozänen Kasseler Meeressand und dem höheren Miozän von Lüneburg sind bei großer Länge sehr schmal und auf beiden Seiten stark abgeplattet. Der Querschnitt ist ein Rechteck, dessen längere Seitenflächen schwach konkav sein können. Die Mündung der oberoligozänen Form war nicht zu erkennen, da nur Bruchstücke vorlagen, die der Lüneburger Formen deutlich gestrahlt. Diese letztere Erscheinung allein stellt die vorliegenden Formen völlig außerhalb aller Frondicularien. Vom paläontologischen Gesichtspunkt aus betrachtet, war es interessant zu sehen, daß die oberoligozänen Formen milchglasartig und mit glatter Außenschale erscheinen, während die Lüneburger Formen deutlich zementiert sind. Dies äußert sich in der Art, daß die Kammergrenzen durch feine, schmelzartige Leisten, namentlich bei den letzten Kammern, betont werden. Der Unterschied zwischen den beiden Formen zeigt sich weiterhin auch deutlich darin, daß die Lüneburger Formen den oligozänen Stücken gegenüber wahre Riesen sind.

Analogien zu diesen Frondicularien habe ich in der mir zur Verfügung stehenden Literatur nirgends finden können. Ich bezeichne sie als *Frondicularia applanata* n. sp., die Lüneburger Form als var. *gigas* n. var.

Frondicularia levis n. sp.

Taf. 22, Fig. 13

Aus dem höheren Miozän von Hohenwoos liegt mir eine Form vor, für die ich in der Literatur keine Anhaltspunkte habe finden können. Sie ist sehr klein, äußerst zierlich und auch selten, denn ich habe in meinem umfangreichen Material des höheren Miozöns nur ein Exemplar gefunden. Sie erscheint dadurch eigenartig, daß die ersten schmalen, gleich großen, schwach abgeplatteten, stabförmig angeordneten Kammern den späteren breiten, echt frondicularіaartig wirkenden Kammern gegenüber um 90^0 gedreht erscheinen. Das Gehäuse der Schale ist metallisch glänzend. Ich bezeichne die Form als *Frondicularia levis* n. sp.

Gattung: *Polymorphina*

Ganz allgemein ist zu dieser Gruppe zu sagen, daß es sich um eine für das gesamte Tertiär sehr charakteristische und typische Formenreihe handelt. Wenn sich auch Polymorphinen bereits im Jura und der Kreide finden, so bilden sie hier doch stets nur einen mehr akzessorischen Bestandteil der Gesamtfauna; zudem sind es nur wenige Arten, die im Laufe der Entwicklung ± stabil bleiben. Im Tertiär dagegen entfalten die Polymorphinen eine ungeahnte Formenfülle und werden häufig. Sie charakterisieren somit das Gesamttertiär ausgezeichnet, verlieren jedoch für feinstratigraphische Untersuchungen an Bedeutung.

Auf Grund des von mir behandelten Zeitabschnittes habe ich den Eindruck gewonnen, daß die Polymorphinen an einem ähnlichen wie dem zuvor für Cristellarien beschriebenen Gestaltungsprozeß teilnehmen. Demgemäß fanden sich in der sehr reichhaltigen Fauna von Helmstedt vorwiegend stark zementierte Formen. Des öfteren gefundene Bruchstücke zeigten bei stärkerer Vergrößerung einen deutlichen mehrfach geschichteten kräftigen Kalkmantel über der primären dünnen Gehäuseschale. In schroffem Gegensatz zu dieser Fauna steht dann die von Pietzpuhl, die nur glattschalige, hauchdünne und glasklar-durchsichtige Gehäuse mit deutlich erkennbaren älteren Mündungsstrahlen zeigt. In der weiteren Entwicklung durch das höhere Oligozän und Miozän bedecken sich die Schalen in analog verlaufender Entwicklung wiederum schrittweise mit Mantelschicht.

Polymorphina semiplana Rss.

(v. Schlicht 1870, Taf. 27, Fig. 22)

Taf. 18, Fig. 8; Taf. 21, Fig. 12

Eine Beschreibung der Form erübrigt sich, da sie bereits eindeutig in der Literatur gegeben ist. Es ist zu bemerken, daß die Helmstedter Formen außer durch ihre starke Zementierung, die bewirkt, daß die einzelnen Kammerwölbungen kaum noch zu erkennen sind, durch besondere Größe auffallen. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich später im höheren Miozän.

Polymorphina gibba d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 13, Fig. 13—14)

Taf. 19, Fig. 11; Taf. 20, Fig. 15; Taf. 22, Fig. 7

Für die Form gilt ähnliches wie für *Polymorphina semiplana* Rss. Sie fand sich ab Mitteloligozän als typischer Durchläufer in allen Schichten.

Polymorphina problema d'Orb.

Taf. 19, Fig. 10; Taf. 21, Fig. 13; Taf. 22, Fig. 8; Taf. 23, Fig. 3

Wie die Tafeln zeigen, handelt es sich auch hier um einen Durchläufer.

Polymorphina minuta Römer

(v. Schlicht 1870, Taf. 17, Fig. 4—6)

Taf. 21, Fig. 14

Das vorliegende Stück wurde hauptsächlich abgebildet, weil es unter der teilweise abgebrochenen oberen Mantelschicht die ältere Schalenoberfläche erkennen läßt und damit wiederum die Existenz einer Mantelschicht beweist.

Polymorphina megapolitana Clod.

(Clodius 1922, S. 126—127)

Taf. 22, Fig. 6; Taf. 23, Fig. 4,

Im Glimmerton tritt zu den zuvor erwähnten Formen als auffallende Erscheinung *Polymorphina megapolitana* Clod. Sie ist eingehend von Clodius (S. 126—127) beschrieben worden. Meine Stücke stimmen mit denen von Clodius überein und haben sich in allen Horizonten des höheren Miozäns gefunden. Da *Polymorphina megapolitana* Clod. sonst nirgends gefunden wurde, kann sie wohl als ausgezeichnetes Leitfossil dieses Horizontes gelten.

Gattung: *Uvigerina*

Uvigerina pygmaea d'Orb.

Uvigerina urnula d'Orb.

Uvigerina semicostata d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 11, Fig. 21—26)

Taf. 22, Fig. 16—18; Taf. 23, Fig. 9—11

Diese drei Formen, die hier kurz zusammengefaßt werden können, da sie sich chronologisch gesehen durchaus gleich verhalten, haben sich im mittleren Miozän seltener, im oberen Miozän dagegen, insbesondere in den Horizonten von Twistringen und Beckstedt in überreicher Fülle gefunden. Sie sind an diesen Fundpunkten so häufig, daß sie den Faunen den beherrschenden Charakter geben. Da diese Individuenhäufigkeit, wie z. B. der Vergleich mit Groß-Sottrum oder später erhaltenem, hier nicht mehr bearbeiteten Material zeigt, offenbar nur auf eine schmale Zone beschränkt ist, ist anzunehmen, daß sich hier wiederum eine stratigraphisch gut verwertbare Schicht gefunden hat. Da dieses Häufigkeitsmaximum zudem noch mit dem später zu besprechenden Massenauftreten von *Epistomina partschiana* d'Orb. zusammenfällt, gewinnt diese Beobachtung noch an Wert.

Bezüglich der Größe der einzelnen Individuen ist zu erwähnen, daß die von Clodius gemachte Beobachtung, daß die d'Orbigny'schen, im Wiener Becken gesammelten Exemplare wesentlich größer und insofern anders geartet sind, als sie meist abstehende Stachel besitzen, von mir in der gleichen Weise gemacht werden konnte. Die Tatsache der besseren Wohnbedingungen zeigt sich somit nicht allein in einer artenreicheren, sondern auch großwüchsigeren Gesamtfauna.

Im Mitteloligozän Uvigerinen nachzuweisen, ist mir nicht gelungen. Doch bildet v. Schlicht sie von Pietzpuhl her ab, und einige Zeit nach Abschluß dieser Arbeit habe ich ebenfalls mitteloligozäne Uvigerinen gesehen. Die Formen sind im allgemeinen kleiner und schlanker als die miozänen, doch sind die Unterschiede nur gering. Da sie immer selten sind, können sie die Behauptung von dem stratigraphischen Wert des Uvigerinen-Horizontes im höheren Miozän nicht erschüttern.

Gattung: *Cornuspira*

Cornuspira involvens Rss.

(v. Hantken 1875, Taf. 2, Fig. 2)

Zu der vorliegenden Form ist zu bemerken, daß sie sich als Seltenheit nur bis zum Horizont von Klepps gefunden hat, im Miozän sind Cornuspiren

nie mehr angetroffen worden. Da das Entfaltungsgebiet der Cornuspiren im allgemeinen im höheren Apt liegt, ist anzunehmen, daß es sich hier lediglich um Nachläufer einer sehr langlebigen, stratigraphisch nicht bedeutenden Gruppe handelt.

Gattung: *Quinqueloculina*

Milioliden haben sich in allen Schichten gefunden, doch verhalten sie sich dem Faktor Zeit gegenüber sehr indifferent und sind daher für eine Biostratigraphie nur begrenzt brauchbar. Anders ist ihr Verhalten dem Milieu gegenüber; betrachtet man sie daher bezüglich ihrer Häufigkeit, kann man oft ein bankweises Emporschnellen der Individuenzahl beobachten, das sie für eine Feinstratigraphie in begrenztem Raum wertvoll machen wird.

Quinqueloculina antiqua Fr.

(Franke 1928, Taf. 11, Fig. 25)

Die bei Franke unter diesem Namen abgebildete Form tritt in meinem Material in Helmstedt hervor. Eine analoge Form in höheren Schichten als Unteroligozän nachzuweisen, ist mir nicht gelungen. Da diese Gattung in der oberen Kreide häufig ist und auch im Eozän noch oft vorkommt, liegt die Vermutung nahe, daß sie an der nun schon öfters betonten Grenze Unter- gegen Mitteloligozän ausstirbt und damit die Grenze erneut betont.

Quinqueloculina triangularis d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 18, Fig. 7—9)

Taf. 19, Fig. 17; Taf. 20, Fig. 22; Taf. 21, Fig. 21

Die vorliegende Form hat sich vom Mitteloligozän bis zum Miozän gefunden. Sie kann im mittleren Teil des Septarientones eine große Häufigkeit erreichen und dürfte auf diese Weise geeignet sein, zumal sie außerdem infolge offenbar günstiger Lebensbedingungen meist auch großwüchsig ist, den Septarienton stratigraphisch zu untergliedern. Im oberen Septarienton und im Miozän tritt sie dann meist kleinwüchsig und ohne besondere Merkmale auf. Sie ist meist selten und im Faunenbild nicht besonders markant.

Quinqueloculina agglutinans d'Orb.

(Clodius 1922, S. 95)

Taf. 21, Fig. 19; Taf. 23, Fig. 14

Clodius schreibt über diese Form, daß es sich dabei um eine im Obermiozän einzig dastehende Art handle. Dies ist nicht richtig, da ich zahlreiche Exemplare dieser Art im mittleren Miozän von Woltrup gefunden habe. Dabei ist für den allgemeinen Gestaltungsprozeß wichtig, daß die mittelmiozänen Formen von Woltrup nur etwa halb so groß sind wie die des Obermiozäns. Bezüglich Häufigkeit habe ich beobachten können, daß die Form offenbar meist bankweise auftritt und ihr daher wohl doch ein stratigraphischer Wert zukommt. Es ist aber auch die Möglichkeit gegeben, daß es sich bei dieser Form um eine ausgesprochen faziell bedingte Art handelt.

Gattung: *Spiroloculina*

Spiroloculina canaliculata d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 16, Fig. 10—12)

Taf. 19, Fig. 18

Zu dieser Form ist zu bemerken, daß sie die Schichten an der Basis des Septarientones besonders charakterisiert, ohne jedoch als ausgesprochenes Leitfossil angesehen werden zu können.

Gattung: *Chilostomella*

Chilostomella zylindrica Rss.

(v. Schlicht 1870, Taf. 25, Fig. 37)

Taf. 19, Fig. 12

Nur im Mitteloligozän von Pietzpuhl und Klepps fanden sich Formen dieser Art. Sie zeigen untereinander keine Unterschiede. Da sich *Chilostomella* zylindrica Rss. bereits im Eozän findet, wie v. Hantkens Abbildungen (Taf. 7, Fig. 7) beweisen, kann die Gattung nicht für das Mitteloligozän als Leitfossil in Anspruch genommen werden. Doch kommt ihr wegen ihres offenbar nur sporadoischen Auftretens in bestimmten charakteristischen Faunengemeinschaften innerhalb lokal begrenzter Gebiete eine gewisse stratigraphische Bedeutung zu. Ihr Auftreten und Verschwinden genau festzulegen, muß einer Detail-Untersuchung vorbehalten bleiben.

Gattung: *Nonionina*

Nonionina affinis Rss.

(Franke 1928, Taf. 6, Fig. 71)

Taf. 18, Fig. 17

Zu dieser Form ist zu bemerken, daß sie sich in sämtlichen von mir untersuchten Schichten gefunden hat. Dabei ist die Beobachtung wichtig, daß sie in allen Horizonten absolut gleich bleibt. Ähnliches gilt für ihre Häufigkeit; sie findet sich überall in etwa gleichbleibender, nie irgendwie hervortretender Zahl. Es handelt sich somit um eine starre Form, der keine stratigraphische Bedeutung zuerteilt werden kann.

Nonionina communis d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 5, Fig. 7—8)

Taf. 21, Fig. 22; Taf. 22, Fig. 11; Taf. 23, Fig. 16

Es ist zu bemerken, daß die mir vorliegenden Stücke mit der von Clodius revidierten Beschreibung der d'Orbigny'schen Exemplare völlig übereinstimmen.

Bezüglich der Verbreitung ist zu erwähnen, daß es sich um eine ausgesprochen miozäne Form handelt; im Mittel- und Oberoligozän habe ich sie nicht gefunden, vom Miozän an läuft sie in etwa gleicher Häufigkeit durch und charakterisiert alle Schlämmrückstände. Ein ausgesprochenes Maximum der Häufigkeit erreicht die Form oberhalb des Uvigerinen-Horizontes.

So zeigen z. B. die Schlämmrückstände von Groß-Sottrum eine fast reine Population von *Nonionina communis,* und auch in der Ziegelei Hohenwoos (Glimmerton) ist diese Form bildbeherrschend, während sie im Uvigerinen-Horizont von Twistringen—Beckstedt noch nicht so häufig ist.

Gattung: *Polystomella*

Zu dieser Formengruppe ist allgemein zu bemerken, daß es sich um typisch miozäne Formen handelt, die mit Beginn des Miozäns einsetzen. Sie scheint zunächst noch selten zu sein, denn aus dem mittleren Miozän von Ankum und Woltrup liegt sie mir nur in wenigen Stücken vor; gegen das höhere Miozän gewinnt sie aber sehr an Bedeutung, wie die Schlämmrückstände von Hölingen—Beckstedt und Twistringen beweisen. Der Gruppe kommt nur bedingte Bedeutung zu; weiter erscheint es mir, daß gerade die Gattung *Polystomella* eine faziell außerordentlich empfindliche Form ist und ihre stratigraphische Bedeutung dadurch noch weiter eingeengt wird.

***Polystomella striato-punctata* Fichtel & Moll**

(Parker & Jones 1866—1897, Taf. 2, Fig. 33—39)

Taf. 22, Fig. 12

Unter der mannigfaltigst variierenden Formengruppe der Polystomellen fällt die vorgenannte Form auf. Es ist besonders zu beachten, daß der Rücken stets gerundet, der Nabel leicht eingesenkt ist. Am Nabel können sich feine Granulationsknötchen herausbilden.

Gattung: *Textularia*

Zu dieser Formengruppe ist allgemein zu bemerken, daß es sich um einen ausgesprochenen Durchläufertyp handelt, dem nur bedingter stratigraphischer Wert zukommt. Im allgemeinen finden sich Formen dieser Gruppe in sämtlichen von mir untersuchten Rückständen. Verglichen mit Schlämmrückständen des Gault oder der oberen Kreide zeigt sich diese Gruppe jedoch ausgesprochen artenarm, wenn sie auch stellenweise individuenreich sein kann.

Die Gattung Textularia kann in zwei Großgruppen aufgeteilt werden:

a) Gruppe der seitlich abgeplatteten Textularien

***Textularia carinata* d'Orb.**

(d'Orbigny 1846, Taf. 14, Fig. 32—34)

Taf. 19, Fig. 15; Taf. 20, Fig 17; Taf. 21, Fig. 17; Taf. 22, Fig. 19; Taf. 23, Fig. 6

Das Charakteristikum dieser Art ist neben der seitlichen Abplattung die deutliche Tendenz, die Kammernähte durch schwache Schmelzleisten zu verkitten und einen aus demselben Material gebildeten flossenartigen Schmelzsaum herauszubilden. Dabei ist für die Helmstedter Form bezeichnend, anstatt des Flossensaumes lange Stacheln herauszubilden. Ob es sich dabei darum handelt, daß die Stacheln sich noch nicht zum Flossensaum zusammengeschlossen haben oder darum, daß der Flossensaum zu Stacheln zurückgebildet ist, kann ich nicht entscheiden. Gegen die erstere Ansicht würde sprechen, daß v. Hantken in seiner Eozänarbeit bereits Textularien mit geschlossenem Flossensaum abbildet. Es kann aber auch sein, daß der hier vorliegende Textularienzweig eine großwüchsiger ge-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

wordene Weiterführung einer Textularien-Art ist, die ich im tieferen Eozän gefunden habe und die mit *Textularia lacera* Rss. vergleichbar ist (Reuss 1851, Taf. 6, Fig. 52) Taf. 18, Fig. 18.

Vom Mitteloligozän an trägt *Textularia carinata* d'Orb. immer einen geschlossenen Flossensaum. Zu bemerken ist noch, daß sie, in je höhere Schichten man kommt, desto großwüchsiger wird.

Bezüglich Häufigkeit ist zu erwähnen, daß die Form in Helmstedt häufig ist; in Pietzpuhl war sie seltener, sehr häufig dagegen in Klepps. Ich bemerke dazu, daß ich eine gleiche Häufigkeitsverteilung von *Textularia carinata* später wiederholt in Horizonten gefunden habe, die stratigraphisch Klepps entsprechen. Im mittleren Miozän ist sie seltener, ein zweites Häufigkeitsmaximum erzielt sie im Uvigerinen-Horizont von Twistringen—Beckstedt.

***Textularia attenuata* Rss.**

(Reuss 1863, Taf. 7, Fig. 87)

Taf. 20, Fig. 18

In meinem Material tritt in den unteren Teilen des Septarientones als zweiter Vertreter der abgeplatteten Textularien-Gruppe *Textularia attenuata* Rss. hinzu. Die Form ist relativ selten, aber dadurch wertvoll, daß sie auf diese Schichten begrenzt ist. Ob es sich tatsächlich um ein Leitfossil für die Basalschichten des Septarientones handelt, werden umfassendere Aufsammlungen ergeben müssen.

b) Gruppe der nicht abgeplatteten Textularien

***Textularia globifera* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 33, Fig. 27)

Taf. 20, Fig. 16

Formen dieser Art fanden sich nur bei Klepps. Verglichen mit denen aus der Oberen Kreide handelt es sich um wahre Riesen.

***Textularia cognata* Rss.**

(Reuss 1863, Taf. 8, Fig. 96)

Taf. 21, Fig. 18

Die Formen dieser Art gehören immer nur Fundpunkten mittelmiozänen Alters an.

***Textularia abbreviata* d'Orb.**

(d'Orbigny 1846, Taf. 15, Fig. 7—12)

Taf. 23, Fig. 7

Meine Formen stimmen mit der von d'Orbigny gegebenen Beschreibung überein. Sie haben sich lediglich in Lüneburg gefunden, und es ist dazu zu bemerken, daß es sich um auffallende Großformen handelt. Sie sind enorm häufig und geben dem Schlämmrückstand ein besonders markantes Gepräge. Als besonderes Leitfossil können sie aber wohl ebensowenig wie die zuvor erwähnten Textularien-Arten gewertet werden, solange sie nicht von verschiedenen, stratigraphisch gleichen Fundpunkten nachgewiesen sind.

Gattung: *Bulimina*

Bulimina buchiana d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 2, Fig. 15—18)

Taf. 21, Fig. 15; Taf. 22, Fig. 14

Es ist zu bemerken, daß die bildnerische Darstellung, die v. Schlicht auf Taf. 12, Fig. 30—33 gibt, besser mit meinen Formen übereinstimmt als die Abbildungen d'Orbigny's; insbesondere gibt v. Schlicht die deutlich abstehenden Stacheln, die auch meine Formen zeigen, wieder, während d'Orbigny glatte Formen abbildet.

Die vorliegenden Formen wurden im Oligozän äußerst selten, im mittleren und höheren Miozän häufiger gefunden. Es handelt sich wiederum um einen stabilen Typ, dem kein größerer stratigraphischer Wert beigemessen werden kann.

Bulimina pupoides d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 11, Fig. 11—12)

Die Formen der vorliegenden Art sind meist kleinwüchsig. Sie finden sich im gesamten Miozän in etwa gleicher, aber nie sonderlich hervortretender Häufigkeit. Es handelt sich somit bei dieser Art um einen ausgesprochenen Durchläufertyp, dem für eine feinstratigraphische Gliederung keine besondere Bedeutung zuerkannt werden kann, der jedoch für die Erkennung des Miozäns großen Wert besitzt.

Gattung: *Gaudryina*

Gaudryina siphonella Rss.

(v. Schlicht 1870, Taf. 24, Fig. 26—27)

Taf. 19, Fig. 16; Taf. 20, Fig. 19; Taf. 22, Fig. 10

Exemplare dieser Art haben sich in allen Schichten vom Mitteloligozän bis zum Glimmerton gefunden. Die Form scheint außerordentlich stabil zu sein, denn ich habe an ihr nur ganz geringe Veränderungen, denen aber keine stratigraphische Bedeutung zukommt, wahrnehmen können.

Zur Frage der Häufigkeit ist zu bemerken, daß sie sich im Niveau von Klepps und Pietzpuhl oft findet. Es besteht daher die Möglichkeit, diese Form zur Abgrenzung von Oligozän und Miozän zu benutzen.

Gattung: *Virgulina*

Virgulina pertusa Rss.

(Reuss 1860, Taf. 2, Fig. 16)

Taf. 22, Fig. 15; Taf. 23, Fig. 8

Die vorliegende Form hat sich lediglich im höheren Miozän von Twistringen und Hohenwoos gefunden und darf daher wohl als Leitfossil für diesen Horizont angesehen werden. Damit stimmt überein, daß Cushman (1933, Taf. 8, Fig. 3) sie als *Virgulina miocenica* bezeichnet. Auch Hosius hat dieselbe Form nur im höheren Miozän gefunden und weist bereits auf ihren stratigraphischen Wert hin.

Nach Abschluß vorliegender Arbeit an umfangreicherem Material gemachte Beobachtungen haben erneut gezeigt, daß *Virgulina pertusa* Rss. auf eine sehr schmale Zone beschränkt ist. Es darf daher die Vermutung ausgesprochen werden, daß es sich hier um eine Form von hohem Leitwert handelt, der lediglich durch ihr seltenes Vorkommen geschmälert wird.

Familie: *Rotaliidae*

Es läßt sich allgemein sagen, daß sich im Gestaltungsprozeß der Rotalien keine so markanten Änderungen herausbilden, wie sie sich für die Cristellarien-Fauna ergeben haben. Immerhin glaube ich, daß auch die Rotalien einen ähnlichen Gestaltungsprozeß durchlaufen wie die Cristellarien, der von einer nicht zementierten Phase zu einer Mantelschichtphase führt.

Es fällt aber auf, daß sich die Rotalien der von mir untersuchten Horizonte von denen des Eozäns dadurch unterscheiden, daß sie nie eine so starke zementartige Mantelschicht bilden, wie die Abbildungen bei Terquem 1882 sie erkennen lassen, oder wie sie für einige Exemplare von *Rotalia trochidiformis* Schwager, die mir vorgelegen haben, charakteristisch waren.

Wie der Gestaltungsvorgang im einzelnen verläuft, wird am besten bei den jeweiligen Formen gezeigt werden.

Gattung: *Truncatulina*

Truncatulina dutemplei d'Orb.

(v. Hantken 1875, Taf. 8, Fig. 5)

Taf. 18, Fig. 20

In Helmstedt fand sich eine Form, die in ihrer äußeren Gestalt einer Form am nächsten kommt, die bei v. Hantken auf Taf. 8, Fig. 5 als *Truncatulina dutemplei* d'Orb. bezeichnet ist. Dazu bemerkt zwar v. Hantken, daß *Tr. dutemplei* d'Orb. stark konvex sei, was auf der Abbildung nicht zum Ausdruck kommt. Ich habe aber sonst in der mir zugänglichen Literatur keine Abbildungen finden können, die den Helmstedter Faunen so nahe ständen wie die erwähnten Hantken'schen Formen. Mit *Truncatulina ungeriana* d'Orb. (v. Schlicht 1870, Taf. 21, Fig. 1—2), mit der sie wegen der starken Abplattung viel Ähnlichkeit hat, kann sie nicht gleichgestellt werden, da ihr die für diese Formen so charakteristische Granulation der Gewindeseite und der Außenwulst fehlt.

Es lassen sich nach dem Maß der Mantelschicht drei Stadien unterscheiden:

1. Formen, die keine Zementierung zeigen. Es lassen sich hier zwei Untergruppen bilden, eine, bei der die gesamte Schalenoberfläche mit feinen, offenen Poren bedeckt ist und die keine Spur einer schmelzartigen Deckschicht zeigen, und eine zweite, bei der die gesamte Schalenoberfläche mit einem Schmelzüberzug bedeckt ist. Dadurch erscheinen die Poren geschlossen, und die Kammernähte sind durch feine Schmelzleisten ausgefüllt.
2. Formen, die z. T. mit Mantelschicht bedeckt sind. Die Nabelseite ist stark eingedeckt, die Kammergrenzen sind nur noch bei den letzten Kammern durch schwache taillenartige Einschnürungen sichtbar. Auf

der Gewindeseite treten die Kammernähte als ziemlich kräftige Kalkleisten hervor. Die dazwischenliegenden Fenster sind fein perforiert.

3. Ganz mit Mantelschicht angefüllte Formen. Nabel und Gewindeseite sind gleichermaßen mit Zement bedeckt. Auf der Gewindeseite treten die Kammernähte nicht mehr hervor, auf der Nabelseite nur noch an den letzten Kammern in Form von schwachen Einschnürungen. Beide Seiten sind fein perforiert.

Es ist von großer biostratigraphischer Bedeutung, daß diese drei Gruppen nicht regellos auftreten, sondern sich die Formen der Gruppe 1. vornehmlich in den Schichten an der Basis der Helmstedter Grube finden, während die Gruppe 3 fast ausschließlich auf die höheren Schichten beschränkt ist. Es zeigt sich hierin also sehr deutlich, daß sich die Schraubenkammerlinge schrittweise mit einer Mantelschicht bedecken und an dem allgemeinen Gestaltungsprozeß teilnehmen.

Truncatulina ungeriana d'Orb.

(v. Schlicht 1870, Taf. 21, Fig. 1—2)

Taf. 19, Fig. 20; Taf. 20, Fig. 24; Taf. 21, Fig. 25

Bezüglich der Verbreitung dieser Formen ist zu sagen, daß sie im gesamten Mitteloligozän und Oberoligozän sehr häufig sind; im Miozän sind sie ebenfalls noch vorhanden, doch in geringerem Umfange. Es handelt sich bei dieser Form also wiederum um einen ausgesprochenen Durchläufertyp; doch glaube ich, daß ihm eine gewisse stratigraphische Bedeutung zuerkannt werden kann, da die Form nicht in allen Horizonten gleich ist. In Pietzpuhl sind alle Formen ohne Ausnahme frei von einer Mantelschicht. Sie sind mit feinen, offenen Poren, die warzenähnlich erhöht erscheinen, bedeckt. Die Gewindeseite ist im Innern mit einer auffallenden Granulation erfüllt. An der Außenseite zeigt sich häufig eine kielsaum- bis kielwulstähnliche Erscheinung, die die Helmstedter Formen nicht besaßen. Die Fauna von Klepps ist sehr ähnlich.

Im mittleren Miozän fanden sich neben nicht zementierten Formen bereits solche, deren Gehäuseschale milchglasartig getrübt erscheint, und bei denen sich auf der Gewindeseite in den Kammernähteeinschnitten erste Ansätze einer schwachen Zementierung zeigen. Der kielwulstähnliche Rand ist als nicht getrübter Schmelzrand überall sichtbar.

Die nichtzementierten Stücke stehen denen von Klepps nahe. Sie haben wie diese die auffallende Nabelgranulation und den Schmelzsaum. Die einzelnen Kammern sind deutlich zu erkennen, die Schale ist mit feinen Poren bedeckt; sie erscheint schwach milchglasartig.

Die stärker zementierten Formen haben einen anderen Charakter. Auf der Nabelseite sind die Kammergrenzen nicht mehr scharflinig begrenzt und eingesenkt, sondern nur noch durch schwache, taillenartige Einschnürungen erkennbar. Auf der Gewindeseite werden die Nähte zunächst mit Zementschicht ausgefüllt, die als schwache Leisten hervortreten; später verschmelzen die Nahtleisten mit der übrigen Mantelschicht zu einer einheitlichen ein-

deckenden Masse. Die Schalenoberfläche erscheint dann gröber perforiert; der ehemalige Schmelzsaum kann nun zu einem deutlichen Kielwulst werden.

Die Formen des höheren Miozäns von Twistringen sind in ihrer äußeren Gestalt denen von Woltrup ähnlich. Wichtig erscheint mir aber, daß sich in meinem ganzen Material keine einzige nichtzementierte Form gefunden hat. Alle sind durchweg mit einer Mantelschicht bedeckt, die solche Stärke erreichen kann, daß die Kammergrenzen nur noch bei den letzten Kammern als schwach taillenartige Einschnürungen erkennbar sind; sehr häufig ist auf der Gewindeseite die Fensterbildung, d. h. die Kammernähte werden mit Mantelsubstanz ausgefüllt, dazwischen bleiben perforierte, weniger stark zementierte Stellen frei.

***Truncatulina lobatula* d'Orb.**

(d'Orbigny 1846, Taf. 9, Fig. 21—22)

Taf. 22, Fig. 24; Taf. 23, Fig. 15

Formen dieser Art haben sich im mittleren Miozän von Woltrup noch sehr selten, im höheren Miozän des Beckstedt—Twistringer Horizontes und in Hohenwoos dagegen häufig gefunden. Sie charakterisieren zusammen mit *Asterigerina gürichi* Fr. ausgezeichnet das Miozän.

Es ist zu bemerken, daß die bei d'Orbigny gezeichneten Formen, verglichen mit meinen Formen, zu flach dargestellt sind. Die beste Darstellung der Gewindeseite fand sich bei Cushman (Key, Taf. 36, Fig. 11), aber auch hier ist die Nabelseite im Vergleich mit meinen Formen zu flach gezeichnet, dagegen kommt der schmelzartige Charakter der Kammernähte und der alten Mündungen klar zur Darstellung.

Gattung: *Pulvinulina*

***Pulvinulina umbonata* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 20, Fig. 26—28)

Taf. 18, Fig. 19

Exemplare dieser Art haben sich nur in Helmstedt, Pietzpuhl und Klepps gefunden. Sie zeigen untereinander keinerlei Unterschiede.

Gattung: *Asterigerina*

***Asterigerina gürichi* Fr.**

Taf. 21, Fig. 24; Taf. 22, Fig. 22

Schale frei; bikonvex. Die Gewindeseite zeigt etwa zwei Umgänge, jeder Umgang aus sechs bis sieben Kammern bestehend, die durch tangential verlaufende, leicht gebogene Kammernähte voneinander getrennt werden. Die Nabelseite zeigt meist die einzelnen Kammern sehr undeutlich. Es scheint sich um zwei Umgänge mit je sechs Kammern zu handeln. Um das fast kreisrunde Gehäuse läuft ein wellblechartig verbogener Schmelzwulst. Auf der Nabelseite liegt die ovale Mündung, die, in sehr charakteristischer Weise, von kleinen Stacheln umgeben ist.

In bezug auf die Häufigkeit ist zu sagen, daß sie in ziemlich gleichbleibender, im allgemeinen großer Individuenzahl durch sämtliche Horizonte des Miozäns hindurchläuft. Meist tritt sie sogar in verblüffender Fülle hervor und erscheint selbst dann noch, wenn alle anderen Formen fehlen. Im Mitteloligozän habe ich sie trotz eines sehr umfangreichen Materials nirgends nachweisen können.

Es handelt sich hier wiederum um einen Durchläufertyp. Da die einzelnen Formen der verschiedenen Miozän-Horizonte keine Unterschiede untereinander zeigen, wird es wohl auch später kaum möglich sein, die Art für feinstratigraphische Zwecke zu verwerten. Jedoch charakterisiert sie das Miozän sehr gut.

Erst nach Abschluß der vorliegenden Arbeit fiel mir die Arbeit von Franke 1912 in die Hand. Es zeigt sich, daß er die vorliegende Form bereits beschrieben und als *Discorbina gürichi* Fr. bezeichnet hat. Ich sehe keinen Grund, die Form als *Discorbina* zu bezeichnen; es dürfte sich vielmehr um eine echte *Asterigerina* handeln.

Die Tatsache, daß Franke die Art im Septarienton gefunden hat, gibt der Form einen größeren Spielraum. Tatsache ist andererseits, daß sie im Septarienton der Magdeburger Gegend nicht vorkommt. Es bleibt somit zu untersuchen, ob sie in dieser Gegend faziell bedingt ausfällt, oder welche anderen Faktoren für das Fehlen maßgebend sind.

Gattung: *Epistomina*

Epistomina partschiana d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 7, Fig. 28—30; Taf. 8, Fig. 1—3; v. Schlicht 1870, Taf. 22, Fig. 23—24 u. 29—30; Cushman, Key, Taf. 30, Fig. 16)

Taf. 20, Fig. 23; Taf. 22, Fig. 20

Gute Abbildungen und Beschreibungen der vorliegenden Art geben die angeführten Autoren, sodaß sich eine Beschreibung erübrigt.

Zur Verbreitung ist zu erwähnen, daß die Art im Tertiär erst mit Beginn des Septarientones einsetzt. Es scheint sich um eine Form zu handeln, die bankweise in großer Häufigkeit erscheinen kann, zwischendurch aber fast völlig unterdrückt ist. In Pietzpuhl ist sie äußerst selten; sie entspricht hier in Form und Aussehen etwa der Cushmann'schen Darstellung und zeigt die eigenartige Zeichnung des Kammerinnern der acht auf der Nabelseite gelegenen dreieckigen Kammern. In außerordentlich großer Häufigkeit tritt sie dann in Klepps in einigen Profilen hervor. Die Gehäuseschale ist auch hier hochglänzend, doch nicht mehr durchsichtig, sondern meist milchig weiß. Den Grund für diese Erscheinung möchte ich auch hier wieder darin sehen, daß die ursprüngliche einfache Schale mit einer mantelschichtartigen Decke überzogen wird.

Im Oberoligozän und Mittelmiozän findet sich die Form überall in nur sehr geringer Individuenzahl. Erst im Horizont von Twistringen-Beckstedt und Groß-Sottrum tritt sie wiederum stärker hervor. Sie scheint auf den ersten Blick völlig aus dem Rahmen des allgemeinen Gestaltungsprozesses zu fallen. Es könnte scheinen, als ob es sich hier um nichtzementierte Formen handle. Die Gehäuseschale ist hochglänzend, und die gedoppelten Kammernähte sind

vielfach deutlich zu sehen. Stark zementierte Formen mit undurchsichtiger Schalenoberfläche finden sich relativ selten. Eine genaue Untersuchung bei größtmöglicher Vergrößerung zeigte aber mit voller Deutlichkeit, daß es sich dennoch um Formen mit einer mehrfachen Mantelschicht handelt. Ein Vergleich zwischen jungen Exemplaren und ausgewachsenen Formen zeigte, daß jene eine sehr dünne, einfache Gehäuseschale besitzen, während diese über der ersten Schale mehrere Deckschichten erkennen lassen. Daß es sich bei diesen Formen um eine Weiterbildung und kein Neueinsetzen handelt, scheint mir auch deshalb sicher, weil sie gegenüber ihren Vertretern von Pietzpuhl und Klepps eine bedeutende Größenzunahme erkennen lassen.

Gattung: *Gyroidina*

***Gyroidina conica* n. sp.**

Taf. 18, Fig. 21

Für die vorliegende Form habe ich in der mir zugänglichen Literatur keine Anhaltspunkte finden können. Die Gewindeseite ist vollkommen plan und zeigt etwa 2½ Umgänge; die einzelnen Kammern werden durch schwach gebogene Kammerwände, die sich nur schlecht abzeichnen und nicht irgendwie durch Skulptur oder Einsenkung betont sind, voneinander getrennt. Die Nabelseite ist stark konvex; sie zeigt nur die fünf Kammern des letzten Umganges. Die Mündung liegt als schmaler, länglicher, schwach gebogener Schlitz an der Basis der letzten Kammer, zwischen Nabel und Peripherie, näher der Peripherie als dem Nabel. Der Nabel ist nicht eingesenkt.

Die vorliegende Form hat sich nur im Horizont von Helmstedt gefunden; ob es sich um eine als Leitfossil brauchbare Form handelt, kann erst entschieden werden, wenn das Eozän besser bekannt ist.

Gattung: *Rotalia*

***Rotalia girardana* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 20, Fig. 11—13 = Bornemann 1855, Taf. 1, Fig. 5)

Taf. 18, Fig. 22; Taf. 19, Fig. 21; Taf. 26, Fig. 26

Gewindeseite plan bis schwach konvex, Nabelseite stark konvex. Der Nabel ist bei dieser Form tief eingesenkt. Die Mündung liegt als schmaler Schlitz an der Basis der letzten Kammer genau in der Mitte zwischen Nabel und Peripherie.

Die letzte Kammer endet mit einem stark gewölbten scharfkantigen Rücken.

Bezüglich der Verbreitung ist zu erwähnen, daß ich Formen dieser Art in Helmstedt, Pietzpuhl, Klepps und Hummelberg gefunden habe. Damit hat sich dieser Zweig erschöpft. Ich habe ihn im Miozän nicht mehr nachweisen können. Auch Clodius, der über ein umfangreiches Material aus dem Glimmerton verfügt, hat diesen Stamm im Glimmerton nur äußerst selten und nur in jungen Exemplaren nachweisen können. Zur Größenentwicklung ist zu bemerken, daß die Formen von dem Helmstedter Horizont über Pietzpuhl und Klepps zu dem Hummelberger Mitteloligozän eine bedeutende Größenzunahme erfahren.

In ihrem Verhalten zur Mantelschicht zeigen die verschiedenen Horizonte deutliche Unterschiede. Die kleinwüchsigen Formen von Helmstedt

sind deutlich zementiert. Die Pietzpuhler Formen zeigen gegenüber Helmstedt eine wesentliche Veränderung insofern, als sie ohne Mantelschicht erscheinen. Infolge dieses Fehlens der Mantelschicht kommt der feingelappte Bau des letzten Umganges klar zum Vorschein, der bei den Helmstedter Formen unter der ihn umhüllenden Mantelschicht nicht zu sehen war. Auch sind bei diesen Formen alle Kammergrenzen gut sichtbar. Im Hummelberger Horizont zeigen die entsprechenden Formen gegenüber ihren Vertretern von Klepps eine bedeutende Zunahme in der Größe. In bezug auf den Mantel zeigen sie eine nur geringe Weiterentwicklung, doch dürften unter den ausgewachsenen Formen die mit stärkerer Mantelschicht überwiegen.

***Rotalia dutemplei* d'Orb.**

(d'Orbigny 1846, Taf. 8, Fig. 19—21!)

Taf. 20, Fig. 25; Taf. 21, Fig. 27; Taf. 22, Fig. 23

Mit dem Hummelberger Horizont treten erstmalig Formen auf, die den bei d'Orbigny abgebildeten Stücken ähnlich sind. Bei ihnen ist die Gewindeseite plan bis schwach konvex, die Nabelseite im Gegensatz zu der vorigen Form stark konvex. Die Gewindeseite zeigt $2\frac{1}{2}$—3 Umgänge, die Nabelseite nur die Kammern des letzten Umganges. Auf beiden Seiten treten die Kammernähte als $+$ kräftige, mit Kalk auszementierte porzellanartig-glatte Leistchen hervor, die dazwischenliegenden Fenster sind fein perforiert. Die Nabelseite trägt die Mündung, die als sehr feiner Schlitz nahe der Peripherie liegt. Eine gute bildnerische Darstellung einer entsprechenden Form gibt Bornemann 1855, Taf. 16, Fig. 8; sie geht bei ihm unter dem Namen *Rotalina taeniata* Born.

Die entsprechenden Formen im Horizont von Pietzpuhl nachzuweisen, ist mir nicht gelungen. v. Schlicht bildet sie aber in einer Weise ab, die erkennen läßt, daß seine Formen die starke Zementierung nicht besitzen. Namentlich kann ich auf seinen Abbildungen keinen Anhaltspunkt dafür gewinnen, daß seine Formen die Kalkrippen der Nabelseite tragen.

Verfolgt man die Entwicklung von *Rotalia dutemplei* im Miozän, so zeigt sich eine zunehmende Zementierung. Besonders markante Formen bringt der Horizont von Twistringen hervor; die völlig mit Mantelschicht bedeckten Formen, die ihre feine Perforation verloren haben, zeigen statt dessen jetzt eine offenbar sekundäre, sehr grobe Perforation.

Aus diesen Beobachtungen scheint mir hervorzugehen, daß sich *Truncatulina dutemplei* dem allgemeinen überindividuellen Entwicklungsgang anschließt. Weitere Einzelheiten müssen einer späteren, feinstratigraphischen Gliederung vorbehalten bleiben.

Gattung: *Rotaliatina*

***Rotalina (Rotaliatina) bulimoides* Rss.**

(v. Schlicht 1870, Taf. 24, Fig. 1—9; Reuss 1851, Taf. 5 Fig. 38)

Taf. 19, Fig. 19

Bei der vorliegenden Art handelt es sich um eine Form, bei der die schraubig-spirale Aufrollung in ganz besonderem Maße betont ist. Die Mündung liegt als schmaler Schlitz am Fuße der letzten Kammer.

Bezüglich ihrer Verbreitung ist zu erwähnen, daß sie sich nur im Septarienton, in diesem Fall nur in den beiden Horizonten von Pietzpuhl und Klepps gefunden hat. Auch später habe ich wiederholt beobachtet, daß diese Form auf eine meist schmale Zone an der Basis des Septarientones beschränkt ist. Sie kann daher wohl als ausgezeichnetes Leitfossil des tieferen Septarientones angesehen werden. In dem offenbar höher liegenden Horizont von Hummelberg fand sich die Form nicht mehr.

Gattung: *Globigerina*

Globigerina bulloides d'Orb.

(v. Hantken 1875, Taf. 8, Fig. 2)

Taf. 18, Fig. 23

Formen dieser Art haben sich in dem von mir gesammelten Material lediglich in dem Horizont von Helmstedt in relativ gleicher Häufigkeit gezeigt. Sie finden sich aber auch, wie die Literatur zeigt, in allen höheren Horizonten. Ein besonderer stratigraphischer Wert kommt ihnen wohl kaum zu.

Gattung: *Sphaeroidina*

Sphaeroidina austriaca d'Orb.

(d'Orbigny 1846, Taf. 20, Fig. 19—21)

Taf. 19, Fig. 13; Taf. 20, Fig. 20; Taf. 21, Fig. 23

Formen dieser Art haben sich in allen Schichten vom Mitteloligozän bis zum Glimmerton gefunden; dem Unteroligozän fehlen diese Formen dagegen völlig. Auf diese Weise wird die nun schon wiederholt erwähnte Grenze Unter—Mitteloligozän erneut betont.

Bezüglich Häufigkeit der Art ist zu bemerken, daß sie zunächst mit einer großen Individuenzahl einsetzt und so die Basis des Septarientones zu charakterisieren geeignet ist; im weiteren Verlauf der Entwicklung ist die Anzahl der gefundenen Exemplare in allen Schichten etwa gleich groß gewesen. Zu erwähnen ist lediglich noch eine, wenn auch geringe, so doch kontinuierliche Größenzunahme der einzelnen Individuen.

D. Zusammenfassung

Die Untersuchung der Foraminiferen des jüngeren Tertiärs (vom Unteroligozän bis zum Obermiozän) ergab bei den Cristellarien eine charakteristische Entwicklung der Schalenstruktur, die zu einer biostratigraphischen Gliederung ausgewertet werden konnte. Bei den anderen Gattungen treten diese Entwicklungsstadien zwar nicht mit gleicher Schärfe hervor, doch sind Anhaltspunkte dafür vorhanden, daß der Prozeß auch bei diesen parallel und gleichsinnig mit dem für die Cristellarien geschilderten verlief.

Schriften

Andreae, A.: Die Foraminiferen des Mitteloligocäns der Umgebung von Lobsann und Pechelbronn im Unterelsaß. — Mitt. geol. L.-A. Els.-Lothr., **4**, S. 287 bis 303. Straßburg 1898.

Bornemann: Die mikroskopische Fauna des Septarienthones von Hermsdorf bei Berlin. — Z. deutsch. geol. Ges., **7**, S. 307—371. Berlin 1855.

Clodius, G.: Die Foraminiferen des obermiocänen Glimmertones in Norddeutschland mit besonderer Berücksichtigung der Aufschlüsse in Mecklenburg. — Arch. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. Meckl., **75**, S. 76—145. Güstrow 1922.

Cushman, J. A.: An illustrated key to the Genera of the Foraminifera. — Sharon 1933.

— : Miocene Foraminifera of the Coastal Plain of the Eastern United States. — Washington 1933.

Franke, A.: Die Foraminiferen der oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **111**. Berlin 1928.

— : Die Foraminiferen des norddeutschen Unteroligocäns mit besonderer Berücksichtigung der Funde an der Fritz-Ebert-Brücke in Magdeburg. — Magdeburg 1925.

— : Die Foraminiferen der Tiefbohrung Th. XVI auf Blatt Allermöhe bei Hamburg. — Jb. hamb. wiss. Anst., **29**, 1911, 4. Beih. Mitt. min.-geol. Inst. Hamburg, S. 29—33. Hamburg 1912.

v. Hantken, M.: Die Fauna der Clavulina Szabói-Schichten. I. T.: Foraminiferen. — Budapest 1875.

Hosius, A.: Beiträge zur Kenntnis der Foraminiferen-Fauna des Miocäns. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlande usw., **49**, S. 143—197. Bonn 1892; 2. Stück, **50**, S. 93—141. Bonn 1893.

Jones, Parker & Brady: A Monograph of the Foraminifera of the Crag. — London 1866—1897.

Jordan, Aug.: Die Fauna der miocänen Thone von Hassendorf. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **15**, S. 224—230. Bremen 1901.

Koch, E. & Gripp, K.: Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. — Jb. hamb. wiss. Anst., **36**, 1918, Beih., S. 1—32. Hamburg 1920.

v. Linstow, O.: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **87**. Berlin 1922.

d'Orbigny, A.: Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne. — Paris 1846.

Parker, W. K. & Jones, T. R.: A Monograph of the Foraminifera of the Crag. — Palaeontogr. Soc., London 1866—1897.

Reuss, Aug. E.: Über die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthone der Umgebung von Berlin. — Z. deutsch. geol. Ges., **3**, S. 49 bis 92. Berlin 1851.

Reuss, Aug. E.: Ein Beitrag zur Paläontologie der Tertiärschichten Oberschlesiens. — Z. deutsch. geol. Ges., **3**, S. 149—184. Berlin 1851.

— : Beiträge zur Kenntnis der tertiären Foraminiferen-Fauna. — Sber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **42**, 1860, S. 355—370. Wien 1861. 2. F., ebenda, **48**, I, 1863, S. 36—71. Wien 1863.

— : Ein Beitrag zur genaueren Kenntnis der Kreidegebilde Mecklenburgs. — Z. deutsch. geol. Ges., **7**, S. 261—292. Berlin 1855.

v. Schlicht, E.: Die Foraminiferen des Septarienthones von Pietzpuhl. — Berlin 1870.

Terquem, O.: Les Foraminifères de l'Eocène des environs de Paris. — 1882.

Wedekind, R.: Unveröffentlichte Manuskripte.

Weingärtner, R. M.: Das Tertiärvorkommen der nördlichen Teile der Dammer Berge und seine diluviale Bedeckung. — Z. deutsch. geol. Ges., **70**, 1918, Mber. S. *37—61*. Berlin 1919.

Wolff, W.: Geologische Beschreibung der Oberförsterei Syke bei Bremen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 341—349. Berlin 1926.

Urschrift eingegangen am 10. Juni 1938
Druckauftrag erteilt am 17. Mai 1939

Über eine als *Callipteridium gothani* KRESTEW beschriebene Blattform aus der Oberen Kreide Bulgariens

Von WOLFGANG HARTUNG und WALTER GOTHAN, Berlin

Tafel 24 und 3 Abbildungen

Die Blattform, die im folgenden behandelt werden soll, ist von K. KRESTEW 1928 in einem Anhang zu seiner Arbeit „Über das Karbon des Isker-Défilés und seine Altersstellung" S. 577 beschrieben und auf Taf. 39, Fig. 1 abgebildet worden. Sie lag KRESTEW in einem einzigen Exemplar, dem Original zu seiner Abbildung, vor. Das Stück wurde ihm nebst anderen, zweifellos karbonischen Pflanzenresten als im Isker-Karbon gesammeltes Fossil vom Geologischen Institut zu Sofia zugeschickt. Der Pflanzenrest sieht äußerlich farnblattähnlich aus und wurde daher ebenfalls als karbonisch angesehen; auf Grund des Vorhandenseins von Zwischenfiedern und der rein pecopteridischen Anheftungsweise seiner Blättchen wurde er zur Gattung *Callipteridium* gestellt und als neue Art beschrieben. Die Form sollte *Callipteridium trigonum* F. FRANKE am nächsten stehen, mit dem sie den stark vorgezogenen Gipfel der dreieckigen Blättchen gemeinsam hat, von dem sie sich aber durch eine größere Breite und eine starke Mittelader der Blättchen unterscheidet. Das Fehlen der Seitenadern wurde von KRESTEW dem Erhaltungszustand zugeschrieben.

Schon wenige Jahre nach dem Erscheinen der KRESTEW'schen Arbeit gelangten noch zwei weitere Stücke in den Besitz der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt. Zugleich erhielt auch GOTHAN davon Kenntnis, daß der Fundpunkt aller drei Stücke gar nicht im Isker-Karbon liege, und die Schichten überhaupt nicht karbonisch seien, sondern kohlenführender Oberkreide angehören. Durch diese Änderung der Altersstellung war eine Zugehörigkeit zu *Callipteridium* hinfällig, und GOTHAN hatte sich Gedanken über die wahre Stellung dieser Pflanze gemacht und Literaturnotizen über verwandte Formen gesammelt.

Inzwischen lernte HARTUNG auf einer mit Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführten Studienreise nach Bulgarien[1]) die Verhältnisse an Ort und Stelle kennen. Dabei bestätigte es sich nicht nur, daß die hier behandelte Pflanze tatsächlich in die Obere Kreide und keineswegs in die karbonischen Pflanzengemeinschaften gehört, sondern es zeigte sich sogar, daß sie die häufigste Pflanze, geradezu die Charakterart in der Flora der kohlenführenden Oberkreide des Zentralbalkans darstellt. Entsprechend dieser Häufigkeit ließ sich weiteres reiches Material von ihr sammeln, das sich

1) Die Reise diente speziell der paläobotanischen Untersuchung der bulgarischen Steinkohlenlagerstätten (s. HARTUNG 1934 u. 1935).

mit der gesamten Ausbeute dieser Reise in der paläobotanischen Sammlung des Museums für Naturkunde in Berlin befindet. Außerdem wurden noch einige größere Reste von Herrn Prof. BONČEV aus dem Geologischen Institut der Universität Sofia bereitwilligst zur Bearbeitung überlassen, wofür auch hier gedankt sei.

Die kohlenführenden Schichten des Zentralbalkan, die die wertvollsten Steinkohlenvorkommen Bulgariens enthalten, liegen in einer ostwestlich von den Städten Gabrovo bis Sliven streichenden Mulde, die — durch von Süden kommenden Druck stark zusammengeschoben — in ihrem Südflügel überkippt und z. T. überfaltet ist (ANDRIMONT 1909, S. 213; MARINOV 1928, S. 1—35). Die Schichten und besonders natürlich auch die Kohle sind daher stark tektonisch beansprucht, worunter, wie wir sehen werden, auch die Pflanzenreste gelitten haben.

In ihrem Alter wurden die Schichten, die zunächst für karbonisch angesehen und dann in ihrer stratigraphischen Stellung viel hin und her geschoben wurden, zuerst von TOULA 1884 auf Grund der auftretenden Dicotylenblätter als nicht älter als Kreide und dann von DE LAUNAY mit Hilfe tierischer Fossilien als Senon festgestellt und mit den Gosauschichten der Alpen verglichen. In neuester Zeit hat sich nun durch Untersuchungen von TZANKOV und BAKALOV 1935 herausgestellt, daß nur die hangenden kohlenfreien Schichten ins Senon gehören, die diskordant darunter liegende flözführende Partie aber auf Grund mariner Fossilien in das Turon zu stellen ist.

Wie sich bei der paläobotanischen Untersuchung ergab, ist nur der West- (Trevna-) Teil der Mulde reichlich pflanzenführend, während im Ostteil die Pflanzenführung zugunsten der mächtigen Entwicklung von Süßwassermuschelschichten zurücktritt. Die 1933 von HARTUNG gesammelten Pflanzenreste stammen vorwiegend von den Halden der Stollen in den Konzessionen Prinz Boris und Bodaschte, wo sich, wie gesagt, unsere Pflanze auch besonders häufig fand.

Die Pflanzenreste liegen teils in einem glimmerreichen, schwach eisenschüssigen, schiefrigen Sandstein bis sandigen Schiefer, teils in einem dunklen, glimmerreichen Tonschiefer. In ihren Umrissen sind sie samt und sonders gut erhalten, doch sind im sandigen Gestein durch das gröbere Sediment die feinen Einzelheiten der Aderung zerstört. In dem milderen Schiefer aber haben sich die flächenhaft ausgebreiteten Pflanzenreste offenbar bei der tektonischen Beanspruchung des Gesteins als Gleitflächen ausgewirkt. Jedenfalls liegen die kohlig erhaltenen Blattreste hier als stark „anthrazitisch" glänzende Kohlenhaut mit dem Aussehen von Harnischflächen auf dem Gestein, so daß die feinen Einzelheiten der Aderung auch bei ihnen leider verloren gegangen sind.

Über die recht interessante Flora hat bereits ZEILLER 1905 etwas veröffentlicht. Das neue von HARTUNG auf seiner Reise gesammelte Material soll auch in der kommenden Zeit bearbeitet werden. Zunächst soll hier aber wegen ihres auch botanischen Interesses die sehr merkwürdige Charakterform dieser Flora herausgegriffen und gesondert behandelt werden.

Die Form ist ein in einer Ebene ausgebreitetes, doppelt gefiedertes Blatt (Taf. 24, Fig. 1—3 und Abb. 1). Die der Hauptspindel ansitzenden Seitenteile alternieren, sind sich jedoch paarweise einander mehr oder weniger genähert. Die Elemente letzter Ordnung an den Seitenteilen sind Blättchen

von dreieckiger Gestalt. Ihr Vorderrand ist nach vorn gebogen, so daß die Blättchen horn- oder sichelartig etwas nach vorn gekrümmt erscheinen (Taf. 24, Fig. 5). Sie sitzen mit der ganzen Breite ihrer Basis (pekopteridisch) der Spindel an und sind bis zum Grunde frei, nur zuweilen überdecken sich ihre Ränder etwas. Entsprechende Blättchen, wie sie den Seitenteilen an-



Abb. 1. *Aenigmatophyllum gothani* (Krestew) Hartung-Gothan
$^2/_3$ nat. Größe. Original: preuß. geol. L.-A.

sitzen, ziehen sich auch an der Hauptspindel entlang (s. Taf. 24 u. Abb. 1) und wären in Analogie zu den gleichen Bildungen bei den karbonischen Callipteriden als „Zwischenfiedern" zu bezeichnen. Die Zwischenfiedern erreichen nicht ganz die Größe der Blättchen an den Seitenteilen; auf den einzelnen Abschnitten der Hauptachse werden sie von oben nach unten zu kleiner. Sie sind in ihrer Form unregelmäßig; so zeigen sie nicht so deutlich die Krümmung nach vorn, und ihre Spitzen sind meist etwas stumpfer.

Nach dem ganzen Habitus der kohlig erhaltenen Reste haben die Blättchen offenbar eine ziemlich dickfleischige, lederartige Beschaffenheit gehabt. Wichtig wäre für uns die Aderung, aber, wie schon erwähnt, sind von ihr die feinen Einzelheiten leider nicht deutlich genug erhalten. Deutlich ist stets nur in jedem Blättchen eine ausgeprägte Mittelader. Davon abgehende Seitenadern lassen sich nirgends beobachten. Nur auf einer für die Beurteilung der Aderung verhältnismäßig günstig erhaltenen Partie des auf Abb. 1 abgebildeten Stückes, die wir in Taf. 24, Fig. 5 vergrößert wiedergeben, zeigen sich eigenartige Nebenadern, die sich auf solchen breiteren Blättchen offenbar einstellten. Diese Nebenadern, von denen zuweilen nur im katadromen Teil des Blättchens eine zu bemerken ist (s. Fig. 5), nehmen unmittelbar in den Basalecken der breit ansitzenden Blättchen ihren Ursprung und ziehen sich in sanftem Bogen am Blattrand entlang. Mit der Mittelader haben sie also keine Verbindung. Eine Fiederaderung haben diese Blätter jedenfalls bestimmt nicht gehabt, und man hat den Eindruck, daß die ganze übrige Blättchenspreite wohl von einer feinen Netzmaschenaderung durchzogen gewesen sein muß. Auf der gerauhten, körneligen Oberfläche der Blättchen an besser erhaltenen Partien glaubt man stellenweise auch Andeutungen dieser Maschenaderung zu ahnen.

In der erwähnten Arbeit hat ZEILLER 1905, Taf. 7, Fig. 6 ein Exemplar der uns vorliegenden Art vom Fundort Seltsi Izvor[2]) dargestellt. Die etwas geringere Größe kann daran liegen, daß die Abbildung nicht ganz in natürlicher Größe gegeben ist. ZEILLER bezeichnet sein Blatt als *Pecopteris* cf. *haidingeri* DEBEY & ETTINGSHAUSEN und vergleicht somit die Form mit dem von den beiden Autoren 1850, Taf. 6, Fig. 10 aus der Oberen Kreide von Aachen als *Pteridoleimma haidingeri* abgebildeten Pflanzenrest (s. Abb. 2 a). Dieser Rest stimmt mit unserer Form in dem Besitz von Zwischenfiedern an der Hauptachse des ebenfalls doppelt gefiederten Blattes überein, auch in der etwas sichelförmig nach vorn gerichteten Krümmung der dreieckigen Blättchen, die weniger aus der Abbildung als aus dem in der Beschreibung angeführten Vergleich mit den bei BRONGNIART, Hist. végét. foss. Pl. 109, Fig. 2—4 und Pl. 110, Fig. 1—2 als *Pecopteris whitbiensis* und *P. williamsonis* abgebildeten Formen hervorgeht. Schließlich ist auch in den Blättchen nur eine Mittelader eingezeichnet, und es soll von Seitenadern keine Spur zu sehen sein. Unterschiede aber ergeben sich darin, daß bei dem Aachener Rest die Blättchen eine mehr spitz-dreieckige Gestalt haben und am Grunde miteinander verwachsen erscheinen. Vor allem besteht ein erheblicher Größenunterschied zwischen dem *„Pteridoleimma" haidingeri* und den bulgarischen Stücken. Freilich fanden sich bei den neuen Aufsammlungen der bulgarischen Form

2) Dieser Fundort liegt ebenfalls im Westteil der Kreidekohlenmulde und zwar an ihrem Südrand nordöstlich von Kasanlik. Das Originalstück zu der Abbildung von KRESTEW 1928, Taf. 39, Fig. 1 trägt als Aufschrift „Izvora Seltsi", stammt also offenbar von dem gleichen Fundort. Wie Herr KRESTEW HARTUNG 1933 mitteilte, findet sich eine Lokalität des gleichen Namens wie der wahre Fundpunkt unserer Stücke auch in dem Karbongebiet nördlich von Sofia. Allein durch die Fundortsangabe auf dem von ihm abgebildeten Stück konnten ihm also keine Zweifel an dem karbonischen Alter des Restes kommen. So ist ihm auch die erwähnte Abbildung ZEILLER's unbekannt geblieben.



Abb. 2. a) *Pteridoleimma haidingeri* Debey & Ettingshausen; nach Debey & Ettingshausen 1850, Taf. 6, Fig. 10. Obere Kreide, Aachen. b) und c) Weitere Arten der Gattung *Aenigmatophyllum* Hartung & Gothan. b) *Aen. ungeri* n. sp. Obere Kreide, Déva in Siebenbürgen; nach Unger 1865, Fig. 1 *(Comptonites antiquus* Nilsson). c) *Aen. bipinnatum* Friedrich sp. Ober-Eozän, Segen-Gottes-Schacht bei Eisleben; nach Friedrich 1883, Taf. 28, Fig. 1 *(Proteophyllum bipinnatum).* (Alles etwas verkleinert.)

auch recht kleine Blatteile, von denen wir das kleinste auf Taf. 24, Fig. 2 abbilden, so daß die Größenvariation der Form ziemlich breit erscheint, aber so klein wie der Rest bei DEBEY & ETTINGSHAUSEN werden die Blätter nun doch nicht. An eine Vereinigung in der Spezies ist daher nicht zu denken. Eine weitere verwandtschaftliche Beziehung ist jedoch durchaus möglich, nur kann bei der Kärglichkeit des Restes von DEBEY & ETTINGSHAUSEN und der Unzulänglichkeit seiner Abbildung ein sicheres Urteil darüber nicht abgegeben werden.

Eine in unserem Zusammenhang bedeutsame Pflanze ist aus den Oberkreide-Schichten von Déva in Siebenbürgen bekannt gemacht worden. Sie wurde in mehreren Resten von STUR bei Übersichtsaufnahmen des südwestlichen Siebenbürgen gesammelt, und diese Reste wurden in einem Bericht über die Aufnahmen 1863 von ihm zuerst abgebildet. UNGER bestimmte die Pflanze als *Comptonites antiquus* NILSSON, beschrieb sie 1865 mit anderen Pflanzenresten aus Siebenbürgen und Ungarn und gab, da die vorhandenen Reste verschiedenen Blattregionen angehören, eine gute Rekonstruktion der gesamten Blattform (s. Abb. 2 b). Drei der STUR'schen Reste sind von HAUER 1875, Fig. 451 bis 453 noch einmal abgebildet worden. In der nach vorn gekrümmten Gestalt der Blättchen wie in dem Besitz von Zwischenfiedern an der Hauptspindel gleicht die siebenbürgische Pflanze völlig der uns vorliegenden Form. Sehr auffallend ist vor allem das Gemeinsame der Nervatur: Soweit bei den STUR'schen Abbildungen Nervatur sich in den Blättchen eingezeichnet findet, besteht sie selten aus einer, meist aus zwei oder drei Adern, die einander parallel das Blättchen durchlaufen, so daß das gleiche Bild wie auf den auf Taf. 24, Fig. 5 abgebildeten Blättchen unserer Pflanze zustande kommt. So ist die Aderung auch von UNGER in seine Rekonstruktion übernommen worden. Wichtig ist, daß sich unter den Dévaer Resten eine Blattbasis mit einem unbefiederten Blattstiel befindet, woraus deutlich die Blattnatur des Gebildes und nicht etwa die eines verzweigten Sprosses hervorgeht. Abweichend gegenüber unserer bulgarischen Pflanze ist, daß die Fiederblättchen, wie aus den Abbildungen STUR's hervorgeht, offenbar am Grunde miteinander verwachsen sind. Ferner wiederholen die Zwischenfiedern dort genau die Beblätterung der Seitenteile, sind also auch am Grunde miteinander verwachsen, während sie bei unserer Pflanze mehr lose stehen und in ihrer Form unregelmäßiger, kürzer als breit und an ihrer Spitze stumpfer sind. So kann die gleiche Artzugehörigkeit der Pflanze von Déva und der Pflanze von Seltsi-Izvor nicht bewiesen werden, jedoch ist ihre Ähnlichkeit so stark, daß eine nahe Verwandtschaft, die Zugehörigkeit zur gleichen Gattung, als begründet anzunehmen ist.

Mit seiner Bestimmung der Dévaer Reste als *Comptonites antiquus* NILSSON bezieht sich UNGER auf das Blattfragment, das NILSSON 1831, Taf. 1, Fig. 8 und nach ihm nochmals HISINGER 1837, Taf. 34, Fig. 7 aus dem schwedischen Grünsand abbildeten. Die Abbildungen zeigen den geringen Rest eines schmalen Blattes, das noch nicht einmal mit Sicherheit als doppelt gefiedert, sondern nur als gekerbt angesehen werden kann. Analogien mit *Comptonia (Myrica) asplenifolia* RICH., auf Grund deren NILSSON doch sicher den Namen *Comptonites* wählte, lassen sich nicht erkennen, woraus schon UNGER den Schluß zog, daß die Abbildung nicht ganz naturgetreu ausgefallen ist. Jedenfalls hat der NILSSON'sche Rest weder

mit der siebenbürgischen Pflanze Unger's noch mit unserer Form etwas zu tun. Es ist daher nicht möglich, den Namen *Comptonites antiquus* auf die siebenbürgische Pflanze anzuwenden, und es ist nicht angängig, die Nilsson-sche Diagnose einfach um die Charaktere des siebenbürgischen Blattes abzuändern und zu erweitern, wie Unger es getan hat.

Schenk gibt 1890 die siebenbürgische Pflanze auch für das Senon von Nieder-Schöna bei Freiberg an, von wo er sie in der Sammlung des Museums für Naturkunde zu Berlin gesehen haben will. Er beschreibt das Exemplar als „ein gefiedertes Blatt mit alternierenden, entfernt stehenden, fiederschnittigen, zugespitzten Fiedern, die Abschnitte spitz, ganzrandig, der obere Rand schwach sichelförmig, die Rachis mit gleichgestalteten Fiederabschnitten besetzt, zwei bis drei Leitbündel in die Fiederabschnitte eintretend." Ein dieser Beschreibung entsprechendes Stück konnte jedoch in der Sammlung jetzt nicht mehr aufgefunden werden. Nach der Beschreibung kann es sich wohl nur um einen unserer Form ähnlichen Typus handeln.

Mit der siebenbürgischen Pflanze vergleicht Friedrich 1883 eine von ihm aus dem Mittel-Eozän des Segen-Gottes-Schachtes bei Eisleben als *Proteophyllum bipinnatum* Taf. 28, Fig. 1—2 abgebildete und S. 177—179 beschriebene Blattform (s. Abb. 2c). Bei dem Vergleich bezieht sich Friedrich auf die von Hauer 1875 gegebenen Abbildungen der Stur'schen Stücke; die eigentliche Beschreibung durch Unger 1865 ist ihm unbekannt geblieben, ebenso war ihm die Originalabbildung des *Comptonites antiquus* durch Nilsson 1831 unzugänglich.

Das *Proteophyllum bipinnatum* Friedrich nähert sich im ganzen Habitus des doppelt gefiederten Blattes mit seinen dreieckigen, ebenfalls sichelförmig nach vorn gezogenen Fiederblättchen und dem Besitz von Zwischenfiedern außerordentlich dem siebenbürgischen wie dem bulgarischen Blatt. In der Größe schließt es sich an die kleinen Exemplare unserer bulgarischen Pflanze, wie der Rest Taf. 24, Fig. 3 zeigt, an. Abweichend ist die Gestalt der Fiederblättchen im einzelnen dadurch, daß sie an ihrer Spitze in zwei Zähnchen eingeschnitten sind. Nach Friedrich besitzen die Fiederblättchen einen einzigen nach dem oberen Zahn durchlaufenden Nerven, der einen kurzen Seitenast nach dem unteren Zahn abgibt. An den in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt befindlichen Originalstücken konnte die Art der Nervatur nachgeprüft werden. Die Aderung ist auf den Fiederblättchen nur sehr undeutlich zu sehen. Jedoch ergab sich, daß außer dem einen von Friedrich geschilderten, sich gabelnden Mittelnerven noch ein weiterer dem Vorderrand parallel laufender Nerv an einigen Stellen beobachtet werden konnte, wodurch die Aderung sich sehr der an der siebenbürgischen und bulgarischen Pflanze (Taf. 24, Fig. 5) beobachteten Nervatur anschließt. Irgendwelche Spuren von aus den Mittelnerven entspringenden Seitenadern sind nicht vorhanden, dagegen wurde an mehreren Stellen Andeutung einer das ganze Fiederblättchen überziehenden zarten Maschenaderung gesehen. Die Gestaltung der Zwischenfiedern an der Hauptachse ist ganz wie bei der bulgarischen Pflanze: Sie sind einfache, dreieckige Lappen, kleiner als die Fiederblättchen an den Seitenteilen, nehmen an den Abschnitten der Hauptachse von oben nach unten an Größe ab, und zeigen weder die Zähnelung noch die sichelförmige Krümmung der sonstigen Fiederblättchen. Ohne Zweifel gehört das *Proteophyllum bi-*

pinnatum FRIEDRICH mit der siebenbürgischen und bulgarischen Form in ein und dieselbe „Gattung", während es sich durch die Zähnelung am Ende seiner Fiederblättchen als besondere Art dokumentiert.

Wie bereits dargelegt, kommt der Name *Comptonites* für diese durch die bulgarische und siebenbürgische Pflanze und das *Proteophyllum bipinnatum* FRIEDRICH dargestellte Gattung nicht in Frage, ebenso können die drei Arten nicht mit ZEILLER unter die Formgattung *Pecopteris* einbezogen werden, schon weil es sich offenbar nicht um Farne handelt. Die FRIEDRICH'sche Gattungsbezeichnung *Proteophyllum* ist zwar nach dem Prioritätsgesetz möglich, jedoch nicht empfehlenswert, da unter diesem Namen VELENOVSKY 1889 zahlreiche verschieden gestaltete Blattformen aus dem böhmischen Cenoman, die nach seiner Vermutung zu den Proteaceen gehören, zusammengefaßt hat und dann eine Umbenennung dieser Reste nötig wäre. Ferner hat FONTAINE 1889 ebenfalls den Namen *Proteaephyllum* für *Protea* ähnliche Blätter aus der Potomac-Flora angewandt. Vor allem hat die Bezeichnung *Proteophyllum* keinerlei Berechtigung, da die Zugehörigkeit zu den Proteaceen, die FRIEDRICH mit diesem Namen ausdrücken wollte, sowohl für seine wie für die beiden anderen Arten in keiner Weise bewiesen werden kann. Ich schlage daher für die Gattung den Namen *Aenigmatophyllum* (αἴνιγμα = Rätsel) vor wegen des Rätsels, das sie uns in systematischer Hinsicht aufgibt, wie wir noch sehen werden. Mit ihren drei Arten hat die Gattung folgende Diagnose:

Aenigmatophyllum nov. gen.

In einer Ebene ausgebreitete, doppelt gefiederte Blätter. Die den Seitenteilen ansitzenden Fiederblättchen dreieckig, ihr Vorderrand nach vorn gebogen, so daß sie ± hornartig gekrümmt erscheinen. Auf den Fiederblättchen eine Mittelader, zu der sich ein bis zwei weitere selbständige, ihr parallel laufende Adern gesellen können. Außerdem wohl feine Maschenaderung zwischen den Hauptadern. Hauptspindel mit „Zwischenfiedern" besetzt, die entweder die Form der Fiederblättchen an den Seitenteilen genau wiederholen oder einfache dreieckige Lappen sind und auf ihren einzelnen Abschnitten von oben nach unten kleiner werden.

Bei der bulgarischen und FRIEDRICH'schen Pflanze kann die Artbezeichnung beibehalten werden:

Aenigmatophyllum gothani KRESTEW sp.
und *Aenigmatophyllum bipinnatum* FRIEDRICH sp.

Für die siebenbürgische Pflanze ist eine Neubenennung erforderlich, und wir nennen sie nach ihrem Erstbeschreiber

Aenigmatophyllum ungeri n. sp.

Ich möchte es für sicher halten, daß das Genus *Aenigmatophyllum* Maschenaderung besessen hat. Bei keiner der drei Arten ist eine Spur von Seitenadern des Mittelnerven angegeben oder von uns beobachtet worden, dagegen ist eine solche zartere Maschenaderung bei *Aenigmatophyllum bipinnatum* wie erwähnt andeutungsweise erhalten. Einen gewissen Hinweis in dieser Hinsicht gibt auch ein Vergleich mit dem Verhalten der Aderung von *Myrica asplenifolia* in fossiler Erhaltung (M. acutiloha BRGT.). *Myrica asplenifolia* besitzt fiederschnittige Blätter, deren einzelne Lappen ganz ähnlich

den Fiedern unserer Formen gestaltet sind: dreieckig mit kürzerem Vorderrand, so daß der Gipfel nach vorn gezogen ist. Diese Lappen werden von einem Aderwerk durchzogen, wie ich es in gleicher Weise für die Gattung *Aenigmatophyllum* vermute: zwei oder drei, zuweilen bei größeren Lappen vier stärkere Adern entspringen der Hauptader und durchlaufen mehr oder weniger parallel zueinander den Fiederabschnitt, während sie untereinander durch ein Netz zarterer Adern verbunden sind. Wie ein mir vorliegendes Stück von *Myrica asplenifolia* aus dem böhmischen Miozän von Preschen und besonders deutlich die von Sternberg als *Asplenium diforme,* Taf. 24, Fig. 1 gegebene Abbildung der Art aus dem böhmischen Braunkohlenton zeigen, verschwinden im fossilen Zustand die zarteren Maschenadern fast völlig, während die zwei bis vier stärkeren Nerven sich deutlich markieren, so daß ein ganz ähnliches Bild wie bei unserem *Aenigmatophyllum gothani* (s. Taf. 24, Fig. 5) und *Aen. ungeri* nach den Stur'schen Abbildungen zustande kommt. Überhaupt ist solch Aderverlauf wie auf unserer Fig. 5 mit den unmittelbar aus den basalen Ecken, ja schon fast aus dem Fiederseitenrand entspringenden Nebenadern nur verständlich bei Annahme einer jetzt nicht mehr sichtbaren Maschenaderung. Tatsächlich finden wir auch gerade dafür etwas ganz Analoges bei *Myrica asplenifolia,* wo der Fall vorkommt, daß ein sich stärker markierender Nerv nicht aus der Spindel, sondern aus einer randlichen zarten Adermasche entspringt und damit scheinbar am Blättchenrand ansetzt. —

Was die systematische Stellung unserer Gattung angeht, läßt sich an den Worten Unger's bei der Beschreibung seines *Aen. ungeri* 1865, S. 374, daß es „unstreitig zu den größten morphologischen und systematischen Rätseln der Pflanzenkunde gehöre", auch für die ganze Gattung nicht viel ändern. Weder mit Hilfe des fossilen noch des rezenten Materials ist es gelungen, einen sicheren Anhaltspunkt für die systematische Unterbringung zu finden; ursprünglich konnte noch nicht einmal mit Sicherheit die Frage beantwortet werden, ob wir es mit Farnen oder mit Samenpflanzen zu tun haben, was für eine Gattung, die aus der Oberen Kreide stammt und sogar noch im Tertiär vorkommt, durchaus ungewöhnlich ist.

Durch den ganzen Blattaufbau und das Vorhandensein von Zwischenfiedern fällt die Gattung völlig aus dem Rahmen der sonstigen Florenassoziation ihrer Zeit heraus und erhält einen ausgesprochen altertümlichen Charakter. So erinnert sie stark an die paläophytischen Callipteriden, was ja in der Bestimmung des *Aen. gothani* als *Callipteridium* durch Krestew zum Ausdruck gekommen ist.

Außerdem scheint der zuweilen flexuose Verlauf der Hauptspindel bei *Aenigmatophyllum gothani* anzudeuten, daß der Aufbau des doppelt gefiederten Blattes vielleicht nicht eine echte monopodiale, sondern eine sympodiale Verzweigung ist (dichotome Verzweigung mit Übergipfelung des einen Gabelastes). Bei dem Gipfelteil des von Krestew Taf. 39, Fig. 1 abgebildeten Stückes wäre die Übergipfelung dann sehr weit gediehen, während man bei den hier gegebenen Bildern die Anklänge an eine Terminalgabel noch einigermaßen erkennen kann. Die Stur'schen Stücke von *Aenigmatophyllum ungeri* sind zu klein, um den Verzweigungstypus genau prüfen zu können, und das Unger'sche Bild gibt als Rekonstruktion in dieser Hinsicht keinen Aufschluß. Anhaltspunkte für sympodialen Aufbau sind hier nicht vorhanden,

ebenso fehlen sie bei *Aenigmatophyllum bipinnatum*, wo vielmehr die Seitenteile gegenständig der Hauptspindel anzusitzen scheinen. Solche Anklänge an sympodialen Aufbau, wie sie bei *Aen. gothani* wenigstens vorhanden sind, sind jedenfalls ebenso wie die Zwischenfiedern Merkmale, die unserer Gattung ein altertümliches Gepräge unter der sonstigen Florenassoziation der Oberkreide und des Tertiärs verleihen.

Als Blattformen des Mesozoikums, die man der Gestalt und dem Aufbau nach mit dem vorliegenden Blattypus vergleichen könnte, sind insbesondere *Dicroidium* und *Ctenopteris* zu nennen, besonders die letztgenannte, da die bekannteste Art davon größere Wedel zusammensetzt, während *Dicroidium* nur einmal gablige Blätter bildet. Die Abschnitte sind ähnlich wie bei unserer Art dreieckig mit etwas vorgezogener Spitze, wobei der obere Rand gerade und der untere gebogen ist. So bietet in der Tat manches Blatt unserer Form einen ähnlichen Eindruck wie Stücke von *Ctenopteris cycadea*. Offenbar deutet auch dieses darauf hin, daß es sich bei unserer Blattart um einen altertümlichen Typus handelt. Andererseits haben der Verwandtschaft nach die genannten Blattformen mit der unsrigen sicher nichts zu tun.

Nach dem Gesagten ist es auf Grund der fossilen Blätter schwer, zu einer Anschaunung über ihre systematische Stellung zu kommen. Die Benennungen der weiter vorn angeführten, ähnlich gestalteten Blätter wie *Pteridoleimma* und *Proteophyllum bipinnatum* FRIEDRICH zeigen, daß einige Autoren an Farne oder farnlaubige Pflanzen, andere an dikotyle gedacht haben. An Gymnospermen braucht man trotz des ähnlichen Aufbaus der Blätter von *Ctenopteris* bei unserer Form schon wegen der Aderung nicht zu denken. Es ist sicher am wahrscheinlichsten, daß es sich um eine Angiosperme handelt, da sich wenigstens an dem eozänen *„Proteophyllum" bipinnatum* FRIEDRICH noch Reste der Maschenaderung zwischen den Hauptseitenadern gefunden haben und gewisse Andeutungen für das Vorhandensein solcher auch bei einem Exemplar unserer bulgarischen Kreidepflanze vorhanden zu sein scheinen.

Es ist ohne Frage, daß es sich um einen sehr seltenen Blattypus handelt, dessen Nachweis in der heutigen Flora es wahrscheinlich machen würde, daß die fossilen Stücke ihm nahe stehen. Wir kennen nun ein solches Blatt bei einer einzigen heutigen Pflanze, dem *Lyonothamnus floribundus* A. GR. In der ersten Auflage der natürlichen Pflanzenfamilien von ENGLER-PRANTL (3, 3, S. 60, 1894) ist diese nur in einer Art bekannte Gattung als „zweifelhafte Gattung der Rosaceen" aufgeführt von der Kalifornischen Insel Santa Catalina. Als Blätter werden bei diesem „kleinen Baum" aber nur lanzettliche, ganzrandige Blätter ohne Nebenblätter aufgeführt. In Wirklichkeit aber hat die Pflanze zweierlei gänzlich verschiedene Blätter, nämlich außer den genannten noch gefiederte Blätter, die ganz und gar den Aufbau unserer Blattform mit den Zwischenfiedern zeigen, auch die Dreiecksformen der Blattabschnitte usw. (s. Abb. 3). Schon BOMMER hat diese Pflanze einmal angeführt, um zu zeigen, wie verschieden gestaltet die Blätter bei einer und derselben Pflanze vorkommen können (1903, S. 11, Taf. 3, Fig. 3). Die Blätter sind dicklederig wie auch unsere fossilen und zeigen daher die feinere Maschenaderung auch nicht besonders deutlich; die Hauptseitenadern sind aber etwas abweichend von dem fossilen Typus, insofern etwa 4—5 gleichwertige und wenig hervortretende Adern aus der Hauptachse entspringen.



Abb. 3. *Lyonothamnus floribundus* Asa Gray.
Kalifornien. Nach Bolle 1938.

Vor kurzem ist nun eine ausführlichere Arbeit von BOLLE zur Klärung der Beziehungen der Pflanze erschienen, der neben den ganzrandigen, unzerteilten Blättern auch die gefiederten darstellt, im übrigen der Blüte nach die Pflanze für eine zweifellose Rosacee erklärt. (Seine Abbildung durften wir freundlicherweise als unsere Abb. 3 entnehmen). Die ganzen Übergänge zwischen den beiden Blattformen finden sich sehr schön bei T. S. BRANDEGEE in „Zoe", **1**, 4, S. 111, Taf. 5, San Franzisco 1890, abgebildet. Die fiedrige Blattform ist so ausgesprochen unserer Gattung *Aenigmatophyllum* ähnlich, daß wir bei ihrer isolierten Stellung im Pflanzenreich glauben annehmen zu dürfen, daß sie mit *Lyonothamnus* verwandt ist. In dem bulgarischen Vorkommen kommen noch ganzrandige dikotyle Blätter in denselben Kreideschichten, ja mit *Aenigm. gothani* auf den gleichen Stücken vor, die ZEILLER als *Proteophyllum* angegeben hat. Ob sie etwa mit den vorliegenden zusammengehören, ist natürlich nicht zu sagen, aber möglich. Übergänge sind aber jedenfalls nicht vorhanden. Man darf wohl bei der Eigenart der heute lebenden Pflanze und ihrem isolierten Vorkommen an der pazifischen Küste Nordamerikas annehmen, daß es sich um einen sehr alten Typ handelt, von denen ja eine ganze Reihe im wärmeren pazifischen Nordamerika als Relikte ein Asyl gefunden haben, wie z. B. die *Sequoia*-Arten, *Pseudotsuga* usw. Daß unser Blattypus auch noch im Tertiär fortgedauert hat, beweist das eozäne *„Proteophyllum" bipinnatum*. Daß im übrigen seine Verbreitung in der oberen Kreide nicht auf das nordbalkanisch-siebenbürgische Gebiet beschränkt war, geht aus dem Rest von Niederschöna in Sachsen hervor (s. SCHENK 1890, S. 662), der nach der Beschreibung von SCHENK nur ähnlich wie unsere Blattformen verstanden werden kann. Es ist zu hoffen, daß auch noch in anderen Kreide- und Alttertiärfloren ähnliche Blattreste auffindbar sind wie an den genannten Punkten. Ohne also eine bestimmte Ansicht bezüglich der Verwandtschaft der Art auszusprechen, halten wir es für wahrscheinlich, daß eine solche mit der genannten Kalifornischen Rosacee *Lyonothamnus* besteht, womit wenigstens zu einem Teil das *Aenigmatophyllum* seiner Rätselhaftigkeit entkleidet sein dürfte.

Schriften

D'ANDRIMONT, R.: La formation charbonneuse des Balkans dans la région de Radeotzi-Borouchtiza. — Ann. Soc. géol. Belg., **36**, Mém., S. M 213 — M 219. Liége 1908—1909.

BOLLE, FR.: *Lyonothamnus* als Vorstufe der Sanguisorbeen. — Notizbl. bot. Gart. u. Mus., **16**, S. 53—65, 1 Abb. 1938.

BOMMER, CH.: Les causes d'erreur dans l'étude des empreintes végétales. — N. Mém. Soc. belge Géol., **40**, fasc. 1. 1903.

DEBEY, M. H. & VON ETTINGSHAUSEN, C.: Die urweltlichen Acrobryen des Kreidegebirges von Aachen und Maastricht. — Denkschr. k. Akad. Wiss., **17**, S. 183. Wien 1859.

FONTAINE, W. M.: The Potomac or younger Mesozoic Flora. — Monogr. U. S. geol. Surv., **15**. Washington 1889.

Friedrich, P.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen. — Abh. geol. Spez.-K. Preußen, **4**, H. 3. Preuß. geol. L.-A., Berlin 1883.

Hartung, W.: Geologische Reise in Bulgarien. — Sber. Ges. naturf. Freunde Berlin, S. 17—25. 1934.

— : Flora und Altersstellung des Karbons im Westbalkan (Bulgarien). — Palaeontogr., **80**, B, S. 52—99. Stuttgart 1935.

v. Hauer, F.: Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarischen Monarchie. — Wien 1875.

Hisinger, W.: Lethaea suecica seu petrificata Sueciae usw. — Stockholm 1837.

Krestew, Kr.: Über das Carbon des Iskur-Défilés in Bulgarien und seine Altersstellung. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, **49**, I, S. 551—579. Berlin 1928.

de Launay, L.: La Formation charbonneuse supracrétacée des Balkans. — Ann. des Mines, 10. Sér., **7**, S. 271—320. Paris 1905.

Marinov, D.: Der Trevna-Teil des Balkanischen Kohlenbeckens (Bulgarien). — Z. bulgar. geol. Ges., **1**, H. 2, S. 1—35. Sofia 1928.

Nilsson, S.: Fossila Växter funner i Skåne och beskrifne. — K. svensk. Vet. Akad. Handl., S. 340. 1831.

Schenk, A.: Paläophytologie. — 2. Abt. Handb. d. Paläontologie v. K. A. von Zittel. München — Leipzig 1890.

Sternberg, K.: Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. — Leipzig, Prag u. Regensburg 1820—1838.

Stur, D.: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des südwestlichen Siebenbürgen im Sommer 1860. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., **13**, S. 33—120. Wien 1863.

Toula, F.: Geologische Untersuchungen im westlichen Teile des Balkan und in den angrenzenden Gebieten. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **88**, I, Jg. 1883, S. 1279—1348, Taf. 1—9. Wien 1884.

Tzankov & Bakalov: Über das Alter der Balkansteinkohle auf Grund der gefundenen Fossilien. — Geol. balcanica, **1**, 2, S. 85. 1935.

Unger, F.: Über einige fossile Pflanzenreste aus Siebenbürgen und Ungarn. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., **51**, I, Jg. 1865, S. 373 bis 380. Wien 1865.

Velenovský, J.: Květena Českého Cenomanu. — Praze 1889.

Zeiller, R.: Sur quelques empreintes végétales de la Formation charbonneuse supracrétacée des Balkans. — 1905 (Anhang zu de Launay 1905). Ann. des Mines, 10. Sér., **7**, S. 326—349. 1905.

Urschrift eingegangen am 5. Juli 1938

Druckauftrag erteilt am 16. Mai 1939

Kohlenpetrographische Untersuchungen über die Abhängigkeit der Urteerausbeute vom Protobitumengehalt (Sporen und Algen) der Steinkohle. Dargestellt an Sapropelkohlen

Von Robert Olbrich, Berlin

Tafel 25—29 und 1 Abbildung

Inhalt

Seite

Einleitung 526

I. Hauptteil. Kohlenpetrographische Untersuchungen 529

a) Zusammenstellung der Proben 529
b) Vorbereitung der Proben für die petrographischen Untersuchungen . . . 530
c) Die qualitative kohlenpetrographische Untersuchung 531
d) Die Feingefügeausmessung und Auswertung der Meßergebnisse 535

II. Hauptteil. Chemisch-technologische Untersuchungen 537

a) Die Schwelung in der Fischer'schen Retorte 537
b) Gegenüberstellung der quantitativen kohlenpetrographischen Analyse und der Schwelergebnisse 537

Zusammenfassung 538

Schriften 539

Einleitung

In der vorliegenden Arbeit soll auf kohlenpetrographischem Wege mittels Feingefügeausmessung versucht werden, Klarheit darüber zu schaffen, inwieweit sich einzelne Gefügebestandteile der Kohle an dem Urteeranfall beteiligen, d. h. aus welchen Bestandteilen der Kohle der Urteer vornehmlich hervorgeht. Bekanntlich stellt unsere Steinkohle keine einheitliche Substanz dar, sie ist vielmehr ein aus mehreren Komponenten zusammengesetztes Gestein, die man kurz als die Gefügebestandteile der Kohle bezeichnet. Diese letzteren lassen sich wiederum in Haupt- und Nebenbestandteile gruppieren. Als Hauptbestandteile sind die Glanzstreifen (Vitrit), die Mattstreifen (Durit) und der faserige Anteil (Fusit) zu nennen. Als Nebenbestandteile kommen die Einlagerungen in den Glanzstreifen (Vitrit) in Form von organischen und anorganischen Beimengungen, wie Harz, Schwefelkies, Tonsubstanz (Brandschiefer), Eisenspat usw. in Betracht. Bei den Mattstreifen dagegen treten Pflanzenreste (Sporen, Kutikulen, Sklerotien) und die

oft Grundmasse bildende Opaksubstanz (Mikrinit) in den Vordergrund. Der Fusit tritt seltener selbständig auf, man findet ihn vorwiegend im Vitrit oder Durit eingelagert.

Entsprechend diesem verschiedenen Aufbau sowie der wechselnden Zusammensetzung der Gefügebestandteile untereinander dürfte auch die Destillation zu ganz verschiedenen Resultaten führen. Die Arbeit soll den engen Zusammenhang zwischen den Protobitumina (Sporen, Algen, Kutikulen) und dem Urteer an Hand einer Versuchsreihe vor Augen führen und dabei das Mengenverhältnis zwischen Protobitumenpackung einerseits und Urteerausbeute andererseits erläutern. Dabei soll versucht werden, einen Beitrag zum Verständnis dafür zu liefern, inwieweit sich der Vitrit bei der Urteerausbeute bemerkbar macht. Es fehlte bisher nicht an Versuchen, diese Aufgabe auf kohlenpetrographischem wie auch auf chemischem Wege zu lösen, die Ergebnisse sind jedoch infolge der kaum rein durchzuführenden Trennung der Gefügebestandteile, sei es auf chemischem, sei es auf mechanischem Wege, unbefriedigend. Es ist bekannt, daß die protobitumenreiche Mattkohle als Hauptproduzent des Urteers anzusehen ist. Diese Erkenntnis war richtunggebend für die meisten diesbezüglichen Versuche. Man stellte zunächst mikroskopisch den Gewichtsanteil der Mattkohle fest und hat diesen dann mit der bei der Destillation angefallenen prozentualen Teermenge verglichen. Die hierbei gefundenen Werte sind infolge der verschiedenartigen petrographischen Zusammensetzung der Mattkohle ziemlich grob und können daher nur als Annäherungswerte betrachtet werden. Fernerhin versuchte man, Konzentrate von chemisch herausgelösten Gemengteilen (durch Mazeration) zu destilieren. Auch diese Methode kann keine befriedigenden Werte liefern; denn 1. stößt — wie oben erwähnt — die Trennung der einzelnen Gefügebestandteile (z. B. Sporen und Algen) voneinander auf Schwierigkeiten, und 2. ist es schwer, durch die Mazeration größere Anreicherungen von reinen Gefügebestandteilen, wie es die Destillation erfordert, zu erhalten. Schließlich werden die mazerierten Gefügebestandteile durch die Mazerationslösung bis zu einem gewissen Grade verändert. Der wahrscheinlich einzig gangbare Weg ist der, durch Ausmessungen des Feingefüges am Anschliff den Gewichtsanteil der einzelnen Gefügebestandteile möglichst genau zu erfassen, um in jeder Hinsicht eine gute Vergleichsmöglichkeit mit den Destillationsergebnissen zu bekommen.

Ein wichtiger Faktor, der bei der Steinkohle noch zu berücksichtigen ist, ist der Inkohlungsgrad. Durch die dauernd fortschreitende Inkohlung werden die Gefügebestandteile mehr oder weniger stark verändert. Diese Veränderung wirkt sich auch ganz erheblich bei der Destillation aus. Bekanntlich nimmt im allgemeinen die Teerausbeute mit fortschreitender Inkohlung ab, d. h. je jünger bei gleicher petrographischer Zusammensetzung eine Kohle ist, desto mehr Teer ist zu erwarten.

Zur Durchführung der vorliegenden Arbeit wurden ausschließlich Sapropelkohlen verwendet und zwar deshalb, weil 1. die Sapropelkohlen im Gegensatz zur gewöhnlichen Steinkohle an Protobitumen neben Sporen auch Algen enthalten, und 2. weil die Verteilung der Gefügebestandteile gleichmäßiger ist. Die Proben wurden zwecks leichterer Übersicht entsprechend dem ungefähren Inkohlungsgrad eigens für diese Arbeit mit einem Inkohlungsindex a — e versehen (s. Zahlentafel Nr. 16).

Die Grundmasse der Sapropelkohlen besteht vorwiegend aus Vitrit, der mit feinkörniger Opaksubstanz (Mikrinit) und Tonflocken mehr oder weniger stark durchsetzt ist.

Die Grundmasse stellt also eine Masse dar, die sich aus Vitrit als Grundstoff und feinkörniger Opaksubstanz (Mikrinit) zusammensetzt, wobei allerdings, was häufig der Fall ist, die feinverteilte Opaksubstanz mengenmäßig stärker hervortritt. Außer diesem durch Opaksubstanz verunreinigtem Vitrit führen die Sapropelkohlen namentlich die Kannelkohlen, auch reine Vitritstreifen, die in der Arbeit weitgehend berücksichtigt wurden.

Die Feingefügeausmessung ermöglichte auch eine genauere Definierung bzw. Bezeichnung der einzelnen Kohlensorten. Die Proben konnten mit Leich-

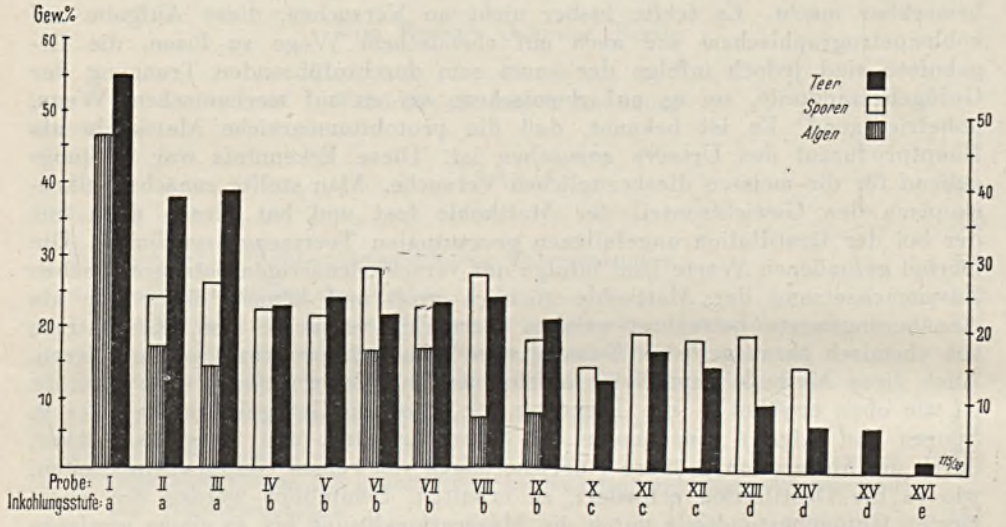


Abb. 1

tigkeit als Kannel-, Boghead-, Kannelboghead- oder Bogheadkannelkohle, je nach dem Anteil von Sporen und Algen, identifiziert werden.

Die in der Arbeit erstrebten Versuchsergebnisse sind zwecks leichterer Auswertung in einem graphischen Bild (Abb. 1) übersichtlich zusammengestellt worden. Die graphische Darstellung hebt einwandfrei die enge Verwandtschaft zwischen den Bitumenkörpern (Sporen, Algen) in der Rohkohle einerseits und in dem Urteer andererseits hervor. Es kommt auch ganz deutlich die Feststellung zum Ausdruck, daß die Urteermenge nicht allein durch den Bitumenkörper-Anteil bestimmt, sondern erheblich auch durch den Erhaltungszustand der betreffenden Bitumenkörper beeinflußt wird. Beachtenswert ist noch die größere Teerergiebigkeit algenreicher Kohlen gegenüber algenärmeren.

Die Arbeit will im allgemeinen die große praktische Bedeutung der angewandten Kohlenpetrographie hervorheben. Allein auf chemischem Wege sind ähnliche Aufgaben wie die in dieser Arbeit behandelten wohl kaum zu lösen, es ist schon deshalb wünschenswert, ein engeres Zusammenarbeiten zwischen dem Kohlenchemiker und dem Kohlenpetrographen anzustreben.

Zur Entwicklung der verschiedenen kohlenpetrographischen Untersuchungsmethoden hat die optische Industrie viel beigetragen. Noch bis vor einigen Jahren wurden die mikroskopischen Untersuchungen an Gesteinen, Mineralien und Kohlen fast ausschließlich im durchfallenden Licht an Dünnschliffen vorgenommen. Durch die schwierige Herstellung mancher Dünnschliffe und nicht zuletzt durch die rasche Entwicklung der Kohlenpetrographie war man gezwungen, sich nach einem einfacheren Untersuchungsverfahren umzusehen. Als die zuverlässigste Methode hat sich das von der Metallkunde übernommene und mit auffallendem Licht arbeitende Anschliffverfahren erwiesen. Die Kohlenpetrographie verdankt ihren großen Aufschwung nicht zuletzt diesem Anschliffverfahren.

Schon im Jahre 1913 versuchte der Chemiker Winter, das Anschliffverfahren auch auf die Untersuchung der Kohle mit folgender Überlegung zu übertragen: „Die Beschäftigung mit metallographischen Arbeiten legte mir den Gedanken nahe, zu prüfen, ob und wieweit sich die Verfahren der mikroskopischen Metallforschung auf die Untersuchung von Kohle ausdehnen lassen. Die mikroskopische Untersuchung der Metalle und ihrer Legierungen erfolgt im auffallenden, und nicht wie bei Dünnschliffen, im durchfallenden Licht. Die Versuche ergaben, daß sich das auffallende Licht außerordentlich gut zur Untersuchung der Kohle eignet."

Auf die einzelnen Untersuchungsverfahren, wie z. B. Tränkschliff-, Gußschliffverfahren, Integrationstisch-Analyse, Anwendung der Ölimmersion, soll hier nicht näher eingegangen werden, sie sind z. B. in dem neuen von Stach herausgegebenen „Lehrbuch der Kohlenpetrographie" ausführlich beschrieben worden. Zu der Entwicklung dieser Verfahren hat Stach sehr viel beigetragen.

Was zur heutigen Zeit die Kohlenpetrographie für die Praxis bedeutet, geht allein schon aus der Tatsache hervor, daß viele Bergwerksanlagen bereits über ein eigenes kohlenpetrographisches Laboratorium verfügen, das von eigens für diesen Zweck ausgebildeten Beamten geführt wird.

I. Hauptteil

Kohlenpetrographische Untersuchungen

a) Zusammenstellung der Proben

Die in der vorliegenden Arbeit behandelten Kohlenproben stammen vorwiegend aus dem Ruhr-, zum Teil auch aus dem Saargebiet. Für die Versuche wurden, wie schon oben erwähnt, vornehmlich Sapropelkohlen verwendet, und zwar einmal wegen ihrer größeren Regelmäßigkeit in der petrographischen Zusammensetzung und ferner wegen des Vorhandenseins von Algen. Diese Regelmäßigkeit im Aufbau ist bei den Sapropelkohlen besonders auffallend; sie erstreckt sich gewöhnlich auf breitere Lagen. Bei einer eingehenden Betrachtung eines Sapropelkohlen-Anschliffes unter dem Mikroskop wird das Bild nur eine unbedeutende Veränderung zeigen.

Die Sapropelkohlen sind kohlenpetrographisch beurteilt reine Mattkohlen, d. h. Durite. Infolge ihres muscheligen Bruches, ihrer Festigkeit und der gleichmäßigen Beschaffenheit sind sie leicht von den übrigen Kohlenarten zu unterscheiden. Sie zeichnen sich außerdem noch durch einen hohen Gehalt an flüchtigen Bestandteilen aus. Sie bilden allerdings ganz selten selbständige Flöze, sondern vornehmlich nur Flözbänke.

Lediglich zum Vergleich wurde auch eine jüngere Steinkohle (Gasflammkohle) und der stark inkohlte Anthrazit zur Untersuchung hinzugezogen. Gleichzeitig wurde angestrebt, bezüglich der Inkohlung möglichst verschiedenes Material zu verwenden, was sich auch durch das großzügige Entgegenkommen seitens der Zechenverwaltungen bewerkstelligen ließ.

Die Feingefügeausmessung ermöglichte es auch, im Gegensatz zu den von den einzelnen Zechen angegebenen Bezeichnungen die Kohlen je nach ihrer petrographischen Zusammensetzung richtig zu benennen. Allgemein werden Sapropelkohlen, bei denen die Protobitumina nur aus Algen bestehen, als Bogheadkohlen und jene, die nur Sporen enthalten, als Kannelkohlen bezeichnet. Dagegen hängt für die Kannelboghead bzw. Bogheadkannelkohle, bei denen sich die Protobitumina aus Sporen und Algen zusammensetzen, die Identifizierung stets vom subjektiven Urteil des jeweils Betrachtenden ab. Derartige Ungenauigkeiten können von der Feingefügeausmessung ausgeschaltet werden. Wenn zum Beispiel eine Sapropelkohle prozentual mehr Sporen als Algen führt, ist sie eine Bogheadkannelkohle, wenn dagegen die Algen überwiegen, ist sie als Kannelbogheadkohle zu bezeichnen. Das zweite Wort des Namens gibt also immer den jeweils vorherrschenden Bestandteil an.

Die Versuchsreihe setzt sich im ganzen aus 16 Proben zusammen. Sie sind von I—XVI fortlaufend numeriert, wobei Probe I die jüngste und Probe XVI die am stärksten inkohlte Kohle darstellt.

Übersichtliche Zusammenstellung über Art und Herkunft der einzelnen Proben (Taf. 25—29):

Probe I	Bogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe II	Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe III	Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe IV	Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe V	Gasflammkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe VI	Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe VII	Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe VIII	Bogheadkannelkohle aus dem Saargebiet
Probe IX	Bogheadkannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe X	Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe XI	Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe XII	Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe XIII	Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe XIV	Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe XV	Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Probe XVI	Anthrazit aus dem Ruhrgebiet

b) Vorbereitung der Proben für die petrographischen Untersuchungen

Die qualitative Untersuchung und insbesondere die Feingefügeausmessung erfordern einwandfreie Anschliffe. Infolge der Härte und der hohen Festigkeit, Merkmale, die fast allgemein charakteristisch für Sapropelkohlen sind, war es nicht notwendig, die Proben vorher mit einer Einbettungsmasse zu um-

hüllen. Daher war es auch möglich, die meisten Anschliffe gleichzeitig zur Schwelung zu verwenden; denn die Einsatzmenge, die verschwelt wurde, betrug jeweils nicht mehr als 30 g.

Eine quantitative kohlenpetrographische Analyse läßt sich lediglich an Vertikal-Anschliffen, d. h. an Schliffen, die senkrecht zur Schichtung angelegt sind, durchführen. Dagegen liefert über die qualitative Beschaffenheit einzelner Gefügebestandteile außer dem Vertikal-Anschliff auch der Horizontal-Anschliff gewisse Anhaltspunkte. Aus diesem Grunde sind von sämtlichen Proben Vertikal- wie auch Horizontal-Anschliffe angefertigt worden. Die Anschliffe wurden in der üblichen Weise durch Schleifen und Polieren hergestellt.

c) Die qualitative kohlenpetrographische Untersuchung

Der Feingefügeausmessung oder quantitativen kohlenpetrographischen Analyse ist eine qualitative mikroskopische Untersuchung vorausgegangen. Sie soll über Aufbau, Ausbildung und, was besonders wichtig ist, über den Erhaltungszustand der Gefügebestandteile Aufschluß geben. Ist doch letzterer ausschließlich von dem Inkohlungsgrad abhängig. Die qualitative mikroskopische Untersuchung ist bei einer 200fachen Vergrößerung unter Anwendung der Ölimmersion durchgeführt worden. Auch hier hat sich die große Überlegenheit der Ölimmersion gegenüber dem Trockensystem gezeigt. Gerade bei den stärker inkohlten Sapropelkohlen sind im Trockensystem bezüglich der Färbung Sporen und Algen nur schwer auseinanderzuhalten. Bei der Ölimmersion dagegen kommen die geringsten Helligkeitsunterschiede noch gut zum Ausdruck, außerdem bekommt man ein viel deutlicheres Bild von dem ganzen Gefüge, und zwar zeichnen sich die Algen im Vergleich zu den Sporen durch ein stärkeres Relief aus, was ihrer größeren Härte zuzuschreiben ist. Allgemein zeigen bei den jüngeren Kohlen die Sporenhäute einen dunkelgrauen, dagegen die Algen einen tiefdunkelgrauen oder schwarzen Farbton.

In der Arbeit werden Mega- und Mikrosporen nicht getrennt behandelt; sie wurden unter der Bezeichnung „Sporen" zusammengefaßt. In der Hauptsache handelt es sich zwar um Mikrosporen; die Megasporen treten nur bei einigen Proben etwas stärker in den Vordergrund. Die Algen sind in der Hauptsache Pila-Algen. Die feinkörnige Grundsubstanz wird in dem Ausdruck „Grundmasse" zusammengefaßt.

Die qualitative kohlenpetrographische Untersuchung hat folgendes Resultat ergeben:

Probe I. Bogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 25, Fig. 1

Pila-Algen (schwarz), Grundmasse und Opaksubstanz (hell).

Grundmasse: bestehend aus feinster Opaksubstanz, Vitrit und Tonflocken.

Protobitumina: gut erhaltene und sehr dicht gelagerte Algen.

Sonstige Einlagerungen: dünne Vitrit-Streifen und körnige Opaksubstanz.

Probe II. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 25, Fig. 2 bis 5

Pila-Algen (schwarz), Sporen (dunkelgrau), Vitrit (hellgrau), Grundmasse (weiß, körnig), Opaksubstanz (weiß).

Grundmasse: vorwiegend grobkörniger Mikrinit.

Protobitumina: gut erhaltene Sporen und Algen.

Sonstige Einlagerungen: streifenförmiger Vitrit.

Probe III. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 25, Fig. 6 u. Taf. 26, Fig. 1

Pila-Algen (schwarz), Sporen (dunkelgrau), Vitrit (hellgrau), Opaksubstanz (weiß), Grundmasse (weiß-graue Pünktchen).

Grundmasse: feinkörniger Mikrinit.

Protobitumina: Sporen und Algen in gutem Erhaltungszustand.

Sonstige Einlagerungen: dünne Vitrit-Streifen und streifenförmige Opaksubstanz.

Probe IV. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 26, Fig. 2 bis 6

Sporen und Kutikulen (dunkelgrau), Vitrit (hellgrau), Opaksubstanz (weiß).

Grundmasse: besteht vorwiegend aus Mikrinit, doch treten auch stellenweise vitritische Streifen stärker in Erscheinung, so daß Vitrit (Vitrinit) zum Teil als grundmassenbildendes Material angesehen werden kann. Dies geht deutlich aus Fig. 3 und 5 hervor.

Protobitumina: sehr gut erhaltene Sporen, ganz vereinzelt Kutikulen.

Sonstige Einlagerungen: grobkörnige Opaksubstanz und fein verteilter Schwefelkies. Dieser ist jedoch noch mit mineralischen Bestandteilen imprägniert, worauf sich auch der hohe Aschengehalt (21%) dieser Probe zurückführen läßt.

Probe V. Gasflammkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 27, Fig. 1

Sporen (dunkelgrau bis schwarz), Vitrit (hellgrau), Opaksubstanz und Fusitsplitter (weiß).

Grundmasse: ausschließlich Vitrit. Im Vitrit ist zum Teil noch die Holzzellstruktur gut zu erkennen.

Protobitumina: Mega- und Mikrosporen in gutem Erhaltungszustand. Es überwiegen jedoch bei weitem die Mikrosporen.

Sonstige Einlagerungen: grobkörnige Opaksubstanz, Fusitsplitter und dünne Brandschiefer-Streifen.

Probe VI. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 27, Fig. 2 bis 4

Pila-Algen (schwarz), Sporen (dunkelgrau), Vitrit-Streifen (hellgrau), Opaksubstanz und Grundmasse (weiß).

Grundmasse: vorwiegend Mikrinit.

Protobitumina: noch gut erhaltene Mikrosporen und Algen. Megasporen treten nur untergeordnet auf.

Sonstige Einlagerungen: dünne Vitrit-Streifen, grobkörnige Opaksubstanz, vereinzelt feinverteilter Schwefelkies.

Probe VII. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 27, Fig. 5

Pila-Algen (schwarz), Sporen (schwarzgrau), Schwefelkies (weiß, aufleuchtend).

Grundmasse: besteht in der Hauptsache aus feinkörnigem Mikrinit.

Protobitumina: sehr gut erhaltene Mikrosporen und Algen. Megasporen fehlen vollkommen.

Sonstige Einlagerungen: grobkörnige Opaksubstanz und feinverteilter Schwefelkies.

Probe VIII. Bogheadkannelkohle aus dem Saargebiet

Taf. 27, Fig. 6 u. Taf. 28, Fig. 1

Algen (schwarz), Mikrosporen (dünne, dunkelgraue Streifen, s. Fig. 6), Vitrit (hellgrau bis grau).

Grundmasse: vorwiegend Mikrinit, zum geringen Teil Vitrit.

Protobitumina: Mikrosporen und Algen in gutem Erhaltungszustand.

Sonstige Einlagerungen: fein- bis grobkörnige Opaksubstanz, feinverteilter Schwefelkies, Fusitsplitter und Sklerotien.

Probe IX. Bogheadkannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 28, Fig. 2 u. 3

Algen (schwarz), Mega- und Mikrosporen (dunkelgrau), Opaksubstanz und Grundmasse (weiß).

Grundmasse: fast ausschließlich feinkörniger Mikrinit.

Protobitumina: gut erhaltene Mega-, Mikrosporen und Algen, ganz vereinzelt Kutikulen.

Sonstige Einlagerungen: grobkörnige Opaksubstanz, Fusitsplitter.

Probe X. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 28, Fig. 4

Mikrosporen (dunkel- bis hellgrau), Harzsubstanz (dunkelgrau, oval), Vitrit (hellgrau), Grundmasse (ins Weiße übergehend).

Grundmasse: besteht vorwiegend aus Mikrinit, nur vereinzelt aus Vitrit.

Protobitumina: ziemlich gut erhaltene Mikrosporen. Das geringe Auftreten von Megasporen fällt kaum ins Gewicht.

Sonstige Einlagerungen: fein- bis grobkörnige Opaksubstanz, Harzsubstanz. Letztere zeigt oft dieselbe Form und Farbe wie die Sporen.

Probe XI. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 28, Fig. 5

Mikro- und Megasporen (dunkelgrau bis schwarz), Vitrit (hellgrau).

Grundmasse: besteht vorwiegend aus Mikrinit.

Protobitumina: gut erhaltene Mikrosporen, nur vereinzelt Megasporen.

Sonstige Einlagerungen: fein- bis grobkörnige Opaksubstanz, Sklerotien.

Probe XII. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 28, Fig. 6 u. Taf. 29, Fig. 1

Sporen (dunkelgrau bis schwarz), Vitrit (hellgrau), Opaksubstanz (weiß), Schwefelkies (s. Taf. V, Fig. 2, in der Mitte ganz hell aufleuchtend).

Grundmasse: Mikrinit.

Protobitumina: vorwiegend gut erhaltene Megasporen, seltener Mikrosporen und ganz vereinzelt Algen.

Sonstige Einlagerungen: Schwefelkies in Verbindung mit Kalkspat.

Probe XIII. Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 29, Fig. 2

Mikrosporen (hellgrau), Fusitsplitter (weiß).

Grundmasse: Gemenge von Vitrit und Mikrinit.

Protobitumina: weniger gut erhaltene Mikrosporen.

Sonstige Einlagerungen: Fusitsplitter.

Probe XIV. Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 29, Fig. 3

Grundmasse: Vorwiegend Mikrinit, zum geringen Teil Vitrit.

Protobitumina: schlecht erhaltene Mikrosporen.

Sonstige Einlagerungen: Fusitsplitter, Sklerotien.

Probe XV. Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Taf. 29, Fig. 4

Grundmasse: Gemenge von Vitrit und Mikrinit.

Protobitumina: schlecht erhaltene Mikrosporen.

Sonstige Einlagerungen: körnige Opaksubstanz, feinverteilter Schwefelkies, Quarz.

Probe XVI. Anthrazit aus dem Ruhrgebiet

Taf. 29, Fig. 5

Grundmasse: vitritisch.

Protobitumina: nicht mehr zu erkennen.

Sonstige Einlagerungen: nicht mehr zu erkennen.

d) Die Feingefügeausmessung und Auswertung der Meßergebnisse

Stellt die Integrationstisch-Analyse den linearen Anteil des Großgefüges (Vitrit, Clarit, Durit, Fusit usw.) fest, so wird mit der Feingefügeausmessung, wie auch schon der Name besagt, das kleinste Gefüge linear ausgezählt. Man versuchte, auch für die Feingefügeausmessung den Integrationstisch zu benutzen, doch hat er sich für derartige Messungen als unpraktisch erwiesen.

Die Feingefügeausmessung ist mit einem Leitz'schen Binokular-Mikroskop bei 200facher Vergrößerung und unter Anwendung der Ölimmersion folgendermaßen durchgeführt worden: Als Meßgerät wurde ein Mikrometer, in der Form eines runden Glasplättchens, verwendet. Die Einteilung wird durch 1 cm, eingeteilt in 100 gleiche Teile, dargestellt. Danach beträgt die von zwei Teilstrichen begrenzte, kleinste meßbare Distanz $^1/_{10}$ Millimeter $= 100\,\mu$.

Das Mikrometer wird in das eine Okular hineingebracht. Der auszuzählende Vertikal-Anschliff wird nun durch Drehbewegungen auf dem Objekttisch so eingestellt, daß Mikroeinteilung und Struktur-Streifung des untersuchten Kohlenanschliffes parallel verlaufen. Das Auszählen selbst geht nun so vonstatten, daß der Anschliff mit Hilfe eines Kreuztisches unter dem feststehenden Mikrometer fortbewegt wird.

Das mikroskopische Bild gestattet, die Gefügebestandteile wie Sporen, Algen, Vitrit, Mikrinit, Opaksubstanz genau auszuzählen und den jeweiligen Anteil festzulegen. Es hat sich als zweckmäßig erwiesen, bei der Auszählung so vorzugehen, daß jene Gefügebestandteile, die zahlenmäßig am geringsten vertreten sind, zuerst erfaßt werden. Der am stärksten vertretene Anteil wird am Schluß durch die Differenz bis 100 dargestellt. Die Auszählung geht folgendermaßen vor sich: Man zählt zuerst die Sporen und Algen, deren Umrandung am deutlichsten zu erkennen ist, aus. Nehmen z. B. die

Sporen 15, die Algen 12 Teilstriche ein, und folgt der Vitrit ebenfalls mit 15, die Opaksubstanz aber mit 10 Teilstrichen, so ergibt das eine Teilstrichsumme von 52. Für die Grundmasse verbleibt nun die Differenz bis 100, also $100 - 52 = 48$ Unterteilungen.

Die ausgezählte Länge am Anschliff betrug etwa 10—15 mm, jedoch genügten schon wenige Millimeter, um gute Durchschnittswerte zu erzielen.

Die bei der Feingefügeausmessung erhaltenen Zahlen stellen also rein lineare Werte dar. Da jedoch die Gefügebestandteile kein einheitliches spezifisches Gewicht haben, müssen die linearen Zahlen jeweils mit dem zugehörigen spezifischen Gewicht multipliziert werden, um so als Gewichts-Einheiten ausgewertet zu werden.

Wenngleich das spezifische Gewicht der Gefügebestandteile in hinreichender Genauigkeit bekannt ist, so wurden für die vorliegende Arbeit jedoch die einzelnen spezifischen Gewichte neu bestimmt, da in der Literatur zur Zeit noch gewisse Unstimmigkeiten über diesen Punkt herrschen.

Zwecks Bestimmung des spezifischen Gewichtes sind zuerst Proben von sorgfältig ausgeklaubten Vitritkörnern zusammengestellt, und von diesen wurde dann das spezifische Gewicht bestimmt. Für den Vitrit lag der Durchschnittswert bei 1,3. Infolge der innigen Verwachsung der Sporen und Algen mit der Grundmasse gestaltete sich die Bestimmung für die beiden Erstgenannten sehr schwierig. Auf trockenem Wege kann man Sporen kaum rein isolieren, es bleiben immer noch andere Bestandteile haften. Ganz reine Sporenkonzentrate sind nur auf dem Wege der Mazeration zu gewinnen. Da aber die mazerierten Sporen durch die Lösungen im gewissen Grade verändert werden, was praktisch nachgewiesen werden konnte, so ist dieses Verfahren für die spezifische Gewichtsbestimmung nicht zu gebrauchen. Aus diesem Grunde war es notwendig, auf andere Weise vorzugehen, und zwar wurde folgendermaßen verfahren: Größere Steinkohlenkörner, deren petrographische Bestandteile lediglich Vitrit und Sporen darstellten, wurden angeschliffen und der prozentuale Anteil dieser beiden Komponenten durch Auszählung ermittelt. Daraufhin ist von denselben Körnern das spezifische Gewicht bestimmt worden. Da nun das spezifische Gewicht des Vitrits bereits bekannt ist und wir nunmehr den prozentualen Anteil beider Bestandteile kennen, ist es möglich, das spezifische Gewicht der Sporen rechnerisch zu bestimmen. Nach einigen Versuchen hat sich ein Durchschnittswert von 1,27 ergeben. Demgegenüber waren große Abweichungen bei der spezifischen Gewichtsbestimmung für mazerierte Sporen zu verzeichnen. Das spezifische Gewicht der übrigen Gefügebestandteile ist in gleicher Weise wie bei den Sporen bestimmt worden. Die Algen hatten im Durchschnitt ein spezifisches Gewicht von 1,05, Grundmasse und Opaksubstanz ein solches von 1,35. Bei der schwefelkiesreichen Probe XII wurde mit Rücksicht auf die anderen Gemengteile, mit denen der Schwefelkies eng verwachsen war, im Gegensatz zum wirklichen Wert für das spezifische Gewicht die Zahl von 2,5 eingesetzt. Die bei der spezifischen Gewichtsbestimmung erzielten Ergebnisse stimmen im allgemeinen mit den von Stach angegebenen Werten überein.

Die Ergebnisse der Feingefügeausmessung und deren Auswertung befinden sich auf Zahlentafel Nr. 1 bis 14.

II. Hauptteil

Chemisch-technologische Untersuchungen

a) Die Schwelung in der Fischer'schen Retorte

Von den zur Schwelung benutzten Proben sind vorerst Kurzanalysen durchgeführt worden, deren Ergebnisse in Zahlentafel Nr. 15 wiedergegeben sind. Aus dem Gehalt an flüchtigen Bestandteilen geht schon deutlich hervor, daß es sich um Proben verschiedener Inkohlungsgrade handelt. Den größten Gehalt an flüchtigen Bestandteilen weist Probe I mit nahezu 79% auf, dagegen hat Probe XVI einen solchen von nur 9,6%. Zwar liegen die Aschengehalte bei einzelnen Proben auffallend hoch, bei der Mehrzahl der Proben jedoch ist ein durchschnittlicher Aschengehalt von nur 3—5% zu verzeichnen.

Für die Schwelung mußten die Proben zuerst zerkleinert und auf eine Korngröße kleiner als 1 mm gebracht werden. Die Schwelung erfolgte in der Fischer'schen Aluminiumretorte mit einer Einsatzmenge von 30 g Kohle bei 5% Feuchtigkeit. Die Garungszeit betrug eine Stunde bei einer Endtemperatur von 550° C. Die Schwelergebnisse sind ebenfalls in Zahlentafel Nr. 15 zusammengefaßt wiedergegeben. Die hier angegebenen Teerwerte stellen wasserfreie Werte dar. Das Wasser ist aus dem Urteer nach der Xylolmethode ausgetrieben worden. Die Werte der Schwelprodukte sind sowohl auf trockene Rohkohle als auch auf trockene Reinkohle berechnet worden. Da jedoch die kohlenpetrographischen Untersuchungen an Rohkohlen vorgenommen wurden, ist es unerläßlich, zum Vergleich mit den quantitativen kohlenpetrographischen Ergebnissen ebenfalls die für die Rohkohle berechneten Werte heranzuziehen. Bei der Umrechnung von Rohkohle zu Reinkohle erfahren die Werte der aschenreichen Proben eine wesentliche Veränderung (siehe Zahlentafel Nr. 15). So steigt z. B. bei Probe VII infolge des hohen Aschengehaltes von 24,5% der Teergehalt von 23,4% in der Rohkohle auf 31% in der Reinkohle. Entsprechend dem Aschengehalt wird auch die Gas- und Koksausbeute in der Reinkohle höher bzw. niedriger.

b) Gegenüberstellung der quantitativen kohlenpetrographischen Analyse und der Schwelergebnisse

Auf Zahlentafel Nr. 16 sind die erhaltenen Versuchsergebnisse gegenübergestellt. Aus der Zahlentafel geht deutlich hervor, daß die Teerausbeute wesentlich von den Anteilen an Sporen und Algen und deren Erhaltungszustand abhängig ist. Verfolgt man in der Zahlentafel von links nach rechts die beiden mittleren Reihen, in denen Sporen und Algen zusammengezogen aufgeführt sind einerseits und die Reihe der Teerausbeute andererseits, dann ist folgendes auffällig: Der Urteergehalt nimmt mit fortschreitender Inkohlung der Bitumenkörper immer mehr ab. Bei den jüngeren Kohlen, deren Bitumenkörper noch wenig zersetzt sind, fällt also mehr Urteer an als bei den stärker inkohlten Kohlen. Es fallen die Ergebnisse nur zweier Versuche etwas aus der Reihe, und zwar handelt es sich um Probe VI und VIII, wo der Teergehalt im Gegensatz zum Sporen-Algen-Anteil etwas höher liegen müßte. Durch Hinzuziehen des Inkohlungsindexes (unterste Reihe) lassen

sich die Vergleichswerte noch besser herausheben. Der Protobitumen-Einfluß auf die Teerausbeute ist insbesondere bei den Übergängen von einer Inkohlungsstufe zur anderen gut zu verfolgen. So ist zum Beispiel bei dem Übergang von **a** zu **b** folgendes ersichtlich: Bei Probe III mit dem Index **a** fallen auf 26% Bitumenkörper fast 39% Teer, demgegenüber liegen bei Probe IV mit dem Index **b** die prozentualen Gewichtsanteile von Teer und Bitumenkörpern fast gleich hoch. In der Inkohlungsstufe **b** verschieben sich mit Ausnahme der Probe VI und VIII die Werte nur unwesentlich, dort wird der Teeranteil durch den Anteil an Protobitumina gedeckt.

Bei der Inkohlungsstufe **c** ist schon die Teerausbeute geringer als der Bitumenkörperanteil; durch die weitere Inkohlung vermögen die Sporen und Algen nicht mehr soviel Urteer abzugeben, wie es noch bei Stufe **b** der Fall ist. Die Teerausbeute sinkt dann bei Stufe **d** noch weiter, um schließlich bei **e** ein Minimum zu erreichen. Bei Probe XV und XVI konnten infolge der starken Inkohlung die Sporen und Algen nicht mehr ausgezählt werden. Abb. 1 gibt eine graphische Übersicht bezüglich Abhängigkeit der Urteermenge von Dichte der Protobitumina und deren Inkohlungsgrad. Bemerkenswert ist noch die Tatsache, daß die Algen mehr Urteer abzugeben vermögen als die Sporen gleichen Inkohlungsgrades, was mit dem allgemein höheren Fettgehalt der reinen Wasserorganismen bzw. -pflanzen begründet werden kann. Von einer Weiterzerlegung des gewonnenen Urteeres wurde mit Rücksicht auf die geringen Mengen, die bei der Schwelung von nur 30 g Einsatzkohle anfielen, Abstand genommen. Mit der Zusammensetzung der aus verschiedenen Kohlen gewonnenen Urteere haben sich Jenkner, Kühlwein und Hoffmann (1937) beschäftigt. Danach sollen bei dem aus Sapropelkohle hervorgegangenen Urteer die Kohlenwasserstoffe der Paraffinreihe bei weitem den Hauptteil ausmachen, der Gehalt an sauren Ölen tritt dagegen infolge des geringen Vitritanteils stark zurück. Aus den Sporen und Algen gehen hauptsächlich die Paraffine und Naphtene hervor.

Es soll hier noch auf Probe V verwiesen werden, bei der es sich um eine Gasflammkohle handelt. Der hohe Vitritgehalt dieser Probe (70%) hat keinen Einfluß auf die Teermenge, er wirkt sich aber wahrscheinlich auf die Zusammensetzung des Teeres aus.

Zusammenfassung

Die Untersuchung hat deutlich die enge Beziehung zwischen dem Protobitumengehalt und der Teerausbeute der Steinkohle erbracht. Die zu erwartende Urteermenge wird stets von dem Gehalt an Protobitumen (Sporen und Algen) und deren Erhaltungszustand bestimmt. Die Feingefügeausmessung ermöglicht es, unter Berücksichtigung der Inkohlung die zu erwartende Teermenge überschlägig anzugeben. Es fehlt bisher nur noch die geeignete Methode, die es ermöglicht, die geringsten dem Auge nicht mehr wahrnehmbaren Inkohlungsunterschiede ganz genau festzustellen. Sollte es einmal gelingen, eine derartige Untersuchungsmöglichkeit herauszufinden, wird es ein leichtes sein, mit Hilfe der Feingefügeausmessung die Teer-, Gas- und Koksausbeute ziemlich genau anzugeben. Dann würde sich die Kohlenpetrographie für den Kohlenchemiker infolge ihrer schnelleren Untersuchungsmethoden immer mehr als eine unentbehrliche Wissenschaft erweisen.

Schriften

Appelbeck, H.: Die Darstellung der Inkohlung im Dreistoff-Diagramm und ihre Nutzanwendung für die Kohlenveredlung. — Aus Redlich u. a.: Entstehung, Veredlung und Verwertung der Kohle, S. 22—61. Berlin 1930.

Athanasiu: Origine des charbons bitumineux et des schistes bitumineux. — Ann. Roum., **9**, H. 4, S. 195—203. 1926.

Aubel: La pétrographie des charbons, applications minières et industrielles. — Rev. ind. minière, T. 1, S. 69—80. 1928.

Baltzer, A.: Über den natürlichen Verkohlungsprozeß. — Vjschr. naturf. Ges. Zürich, **17**, S. 49—67. 1872.

Bergius, F.: Beiträge zur Theorie der Kohleentstehung. — Naturwissenschaften, **16**, H. 1. 1928.

Bertrand, P.: Les charbons d'algues. — Congr. int. Mines, S. 159—168. 1930.

Bode, H.: Beziehungen zwischen Bogheadkohle, Kannelkohle, Pseudokannelkohle und Brandschiefer. — Glückauf, **67**, S. 1245—1251. 1931.

Bradley, W. H.: Neue Beobachtungen über Algen als Urmaterialien der Bogheadkohlen und -schiefer. — Cbl. Min. usw., Jg. 1929, B, S. 182—190. Stuttgart 1929.

Dolgner, C.: Über die petrographische Herkunft des bei der Benzolextraktion von Kohlen gewonnenen Bitumens. — Arb. Inst. Paläobot. usw., **2**, H. 2, S. 259 bis 298. Berlin 1932.

Fischer, F.: Neuere Forschungen zur Entstehung der Kohlen. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, 1925, S. 534—550. Berlin 1926.

Fischer, F., Peters & Cremer: Über das Verhalten von feinstgemahlenen Steinkohlen und ihrer Gefügebestandteile bei der Extraktion und Verschwelung. — Brennstoff-Chemie, **13**, S. 364—370. 1932.

Fuchs, W.: Die Chemie der Kohle. — Springer, Berlin 1931.

Gieseler, K.: Untersuchungen über die Vorgänge beim Erhitzen von Steinkohlen. — Glückauf, **69**, S. 604—607. 1933.

Gothan, W.: Neuere Verfahren zur Untersuchung von kohlig erhaltenen Pflanzenresten und von Kohle. — Glückauf, **51**, S. 701—708. 1915.

Hock, H. & Kühlwein, F. L.: Gefügezusammensetzung, Inkohlung und Verkokbarkeit der Steinkohle. — Glückauf, **66**, S. 389—395. 1930. II, ebenda, **67**, S. 1189—1199. 1931.

Hoffmann, Edw.: Untersuchung und Aufbereitungsmöglichkeit der Kannelkohle. — Kohle u. Erz, **27**, Sp. 439—444. 1930.

— : Neue Erkenntnisse über die Vorgänge der Flözbildung. — Bergbau, Nr. 7. 1933.

Hoffmann, Edw. & Jenkner, A.: Die Inkohlung und ihre Erkennung im Mikrobild. — Glückauf, **68**, S. 81—88. 1932.

Hoffmann, R.: Petrographische Beobachtungen an Steinschwelkoksen. — Diss. T. H. Berlin 1929.

Jenkner, A.: Kühlwein, F. L. & Hoffmann, E.: Untersuchungen auf dem Gebiete der Tieftemperaturverkokung. — Glückauf, **73**, S. 213—219, 240—247. 1937.

Jurasky, K. A.: Die Mazerationsmethoden in der Paläobotanik. — Aus Abderhalden: Handb. biol. Arbeitsmethoden, Abt. **11**, 4, S. 331—352. 1931.

Koppers, H. & Jenkner, A.: Bestimmung des Treibdruckes von Kohlen im Laboratorium und in Großversuchen. — Glückauf, **67**, S. 353—362. 1931.

Kühlwein, F. L.: Aufbereitung und Verkokung feinkörniger Kohle unter Berücksichtigung kohlenpetrographischer Erkenntnisse. — Glückauf, **65**, S. 321 bis 327, 363—371, 395—405. 1929.

Lange, Th.: Die Bestimmung der Gefügebestandteile in Kohlenstauben. — Z. oberschles. berg- u. hüttenm. Ver. Kattowitz, H. 6. 1928.

Lehmann, K. & Stach, E.: Die praktische Bedeutung der Ruhrkohlenpetrographie. — Glückauf, **66**, S. 289—299. 1930.

Lieske, R.: Zur Theorie der Entstehung der Faserkohle. — Brennstoff-Chemie, **10**, S. 422—424. 1929.

Meldau, R. & Stach, E.: Neue Wege der mikroskopischen Staubforschung. — Z. V. D. I., **76**, S. 613. 1932.

Neumann, B. & Kremser, L.: Verhalten der petrographischen Einzelbestandteile oberschlesischer Steinkohlen bei Verkokung, Schwelung und Extraktion. — Glückauf, **69**, S. 813—820. 1933.

Potonié, H.: Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt. — Borntraeger, Berlin 1920.

Potonié, R.: Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie. — Borntraeger, Berlin 1924.

— : Die Bezeichnung der petrographischen Bestandteile der Steinkohle. — Glückauf, **62**, S. 1560—1561. 1926.

— : Das Urmaterial der Steinkohle. — Int. Bergwirtsch. u. Bergtechn., **22**, S. 395—398. 1928.

Potonié, R. & Bosenick, G.: Zur Entstehung der Steinkohle. Folgerungen aus einem petrographisch-mikrochemischen Vergleich der Gefügebestandteile der Flamm- und Gasflammkohle. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., H. 19, S. 75—110. 1933.

Potonié, R. & Hellmers: Zur Mikroskopie der Bogheadkohlen. — Kohle u. Erz, **23**, Sp. 1057—1062. 1926.

Stach, E.: Über Sporen und sporenähnliche Formen in der Kohle. — Glückauf, **61**, S. 1529—1532. 1925.

— : Kohlenpetrographisches Praktikum. — Borntraeger, Berlin 1928.

Stach, E.: Die Opaksubstanz in der Steinkohle. — Sber. preuß. geol. L.-A., H. 7, S. 15—25. Berlin 1932.

— : Die Bitumenkörper in der Steinkohle. — Bergbau, 45, S. 362—366. 1932.

— : Lehrbuch der Kohlenpetrographie. — Borntraeger, Berlin 1935.

Stach, E. & Hoffmann, Edw.: Bogheadflöz in der Gasflammkohlengruppe des Ruhrbezirks. — Glückauf, 67, S. 362—365. 1931.

Stopes, M. C.: On the four visible engredients in banded bituminous coal. — Proc. r. Soc., 90, S. 470. 1919.

Stutzer, O.: Allgemeine Kohlengeologie. — Borntraeger, Berlin 1923.

Thiessen, R.: Origin of the boghead coals. — Bull. geol. Surv. Prof. Pap., 132, I, S. 121—135. 1925.

Winter, H.: Die mikroskopische Untersuchung der Kohle im auffallenden Licht. — Glückauf, 49, S. 1406—1413. 1913.

— : Die Bogheadkohle. — Glückauf, 57, S. 257—261, 285—288. 1921.

Winter, H., Mönnig, H. & Free, G.: Untersuchungen über die analytische Zerlegung der Ruhrkohle. — Glückauf, 71, S. 389—396. 1935.

Urschrift eingegangen am 8. August 1938

Druckauftrag erteilt am 15. Mai 1939

Zahlentafel 1

Probe I

Feingefügeausmessung einer Bogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
27	3	—	20	32	5	5	8
25	7	—	18	21	2	2	25
18	16	—	16	35	3	2	10
32	—	2	16	22	7	2	19
26	2	—	22	24	2	1	23
29	2	3	16	21	3	1	25
33	1	—	16	29	3	—	18
30	2	1	17	31	—	—	19
30	3	—	17	21	—	—	29
19	—	—	31	23	—	—	27
22	9	1	18	35	—	2	13
27	7	—	16	29	3	—	18
22	6	—	22	29	—	3	18
25	—	—	25	25	—	2	23
22	—	2	26	27	1	—	22
20	10	4	16	25	—	2	23
36	—	—	14	21	—	4	25
26	3	—	21	27	—	2	21
28	—	1	21	22	5	3	20
27	3	—	20	22	2	4	22
34	—	—	16	35	1	2	—
29	3	—	18	19	—	4	27
31	3	—	16	24	1	2	23
21	—	5	24	34	6	—	10
26	4	—	20	21	2	—	27
22	6	—	22	29	3	2	16
27	—	3	20	26	2	—	22
20	4	1	25	32	2	—	16
21	2	—	27	27	—	—	23
30	1	2	17	27	—	2	21
785	97	25	593	795	53	47	593

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Algen	1580 . 1,05 =	1660 =	46,7%
Vitrit	150 . 1,30 =	195 =	5,5%
Opaksubst.	72 . 1,35 =	97 =	2,7%
Grundmasse	1186 . 1,35 =	1602 =	45,1%
		3554 =	100,0%

Zahlentafel 2

Probe II

Feingefügeausmessung einer Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Algen	Vitrit	Grundmasse u. Opaksubst.	Sporen	Algen	Vitrit	Grundmasse u. Opaksubst.
16	—	6	28	3	13	6	28
11	5	7	27	4	9	4	33
8	—	8	34	3	11	7	29
6	—	7	37	3	22	6	19
5	6	4	35	5	9	6	30
6	7	6	31	1	16	4	29
9	3	4	34	12	5	7	26
4	6	4	36	2	5	3	40
3	3	5	39	2	9	3	36
3	2	5	40	3	11	1	35
3	2	4	41	4	11	4	31
3	4	5	38	3	7	6	34
—	11	3	36	2	17	7	24
13	2	6	29	3	24	—	23
7	7	4	32	2	16	8	24
4	6	4	36	2	17	—	31
5	6	5	34	1	17	3	29
4	8	5	33	5	5	7	33
—	13	—	37	4	8	4	34
3	11	4	32	3	13	6	28
5	6	7	32	—	15	6	29
3	9	7	31	—	16	3	31
—	9	—	41	1	15	6	28
—	14	—	36	2	23	3	22
—	11	—	39	—	23	—	27
4	8	2	36	2	11	7	30
5	13	—	32	2	7	9	32
2	12	1	35	—	22	2	26
—	4	7	39	—	30	3	15
3	7	3	37	—	15	—	35
135	195	139	1047	74	422	117	871

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.			Prozentuale Umrechnung:
Sporen	209 . 1,27	=	266	= 6,9%
Algen	617 . 1,05	=	648	= 16,9%
Vitrit	256 . 1,30	=	333	= 8,7%
Grundmasse u. Opaksubst.	1918 . 1,35	=	2590	= 67,5%
			3837	= 100,0%

Zahlentafel 3

Probe III

Feingefügeausmessung einer Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
15	2	12	2	19	7	9	8	3	22
5	8	8	3	26	6	10	4	8	22
7	15	7	8	13	3	7	13	4	23
9	10	5	10	16	3	8	8	6	25
6	7	—	6	31	11	4	10	4	21
6	4	4	9	27	8	11	4	11	16
5	5	6	7	27	4	5	3	3	35
8	12	4	8	18	5	7	6	4	28
6	14	4	9	17	4	18	6	8	14
7	8	4	6	25	5	16	5	4	20
8	4	8	7	23	6	9	5	8	22
11	5	4	11	19	7	6	5	14	18
6	11	6	6	21	7	12	3	7	21
4	14	8	9	15	5	7	2	8	28
6	6	8	10	20	4	26	3	4	13
11	12	3	4	20	4	5	7	12	22
7	13	3	11	16	4	10	7	5	24
4	8	8	7	23	3	8	4	9	26
8	10	9	4	19	6	8	3	3	30
4	6	6	13	21	6	13	5	8	18
6	8	3	8	25	5	10	9	4	22
7	6	4	8	25	5	9	5	12	19
10	10	3	10	17	4	7	8	6	25
5	7	8	5	25	6	5	6	4	29
10	13	10	9	8	3	3	7	6	31
6	10	8	7	19	—	6	6	11	27
5	8	7	7	23	8	9	9	4	20
6	7	12	17	8	4	7	3	5	31
7	6	6	9	22	3	4	5	8	30
9	5	7	9	20	5	8	3	6	28
214	254	185	239	608	151	267	172	199	710

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.			Prozentuale Umrechnung:
Sporen	365 . 1,27	=	463	= 12,1%
Algen	521 . 1,05	=	547	= 14,1%
Vitrit	357 . 1,30	=	464	= 12,1%
Opaksubst.	438 . 1,35	=	592	= 15,4%
Grundmasse	1318 . 1,35	=	1780	= 46,3%
			3346	= 100,0%

Zahlentafel 4

Probe IV

Feingefügeausmessung einer Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
10	8	5	12	13	17	3	17
18	10	—	22	24	5	4	17
9	9	7	25	8	11	2	29
10	16	4	20	11	22	3	24
11	11	5	23	16	15	6	13
13	9	9	19	11	7	5	27
12	12	12	14	12	11	2	25
11	5	6	27	14	12	2	19
9	9	5	27	11	12	4	22
9	7	2	30	14	16	2	18
12	10	8	19	9	21	7	13
13	14	6	17	11	19	5	15
12	13	9	16	10	18	5	17
18	15	5	12	7	10	2	26
8	7	4	31	16	15	5	14
14	8	6	22	15	15	1	19
12	11	6	21	15	8	3	24
9	11	6	23	10	14	5	21
13	15	3	19	14	13	6	17
13	8	12	17	17	11	5	15
17	10	8	14	16	7	5	21
16	12	9	15	9	14	6	21
13	15	4	18	11	11	9	19
12	13	6	19	11	10	7	22
13	7	8	20	21	7	3	16
14	7	6	23	9	24	7	10
12	13	7	18	8	26	7	9
9	21	2	18	17	10	5	18
10	14	3	23	7	12	11	20
13	9	5	23	9	10	6	25
365	329	178	607	376	403	143	573

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Sporen	741 . 1,27 =	942 =	24,0%
Vitrit	732 . 1,30 =	952 =	24,2%
Opaksubst.	321 . 1,35 =	433 =	11,1%
Grundmasse	1180 . 1,35 =	1594 =	40,7%
		3921 =	100,0%

Zahlentafel 5

Probe V

Feingefügeausmessung einer Gasflammkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
24	74	—	2	19	67	—	3
9	79	9	3	23	70	2	5
22	75	—	3	24	65	4	7
8	83	8	1	26	62	—	12
20	76	—	4	27	53	12	8
19	70	8	3	26	61	5	8
13	84	—	3	29	61	—	10
16	81	—	3	27	67	—	6
22	76	—	2	31	67	—	2
20	75	—	5	27	69	4	—
23	70	3	4	19	72	—	9
27	71	—	2	18	70	6	6
32	58	7	3	20	68	4	8
25	66	4	5	20	76	—	4
20	69	4	7	21	72	—	7
18	72	—	10	19	70	4	7
22	75	3	—	21	68	4	7
24	70	—	6	18	76	—	6
21	67	3	9	22	78	—	—
24	65	3	8	20	68	2	10
19	75	3	3	23	70	7	—
22	73	—	7	20	70	7	3
20	74	3	3	24	66	6	4
20	68	—	12	22	70	4	4
19	70	1	—	26	68	—	6
22	69	2	7	25	70	4	1
27	65	—	8	29	65	3	3
26	67	3	4	27	60	5	8
20	68	4	8	22	68	6	4
19	70	—	1	22	71	7	—
623	2155	68	136	697	2038	96	159

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.			Prozentuale Umrechnung:
Sporen	1320 . 1,27	=	1675	= 21,7%
Vitrit	4193 . 1,30	=	5455	= 70,3%
Opaksubst.	164 . 1,35	=	221	= 2,9%
Grundmasse	295 . 1,35	=	398	= 5,1%
			7749	= 100,0%

Zahlentafel 6

Probe VI

Feingefügeausmessung einer Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

odGren	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
20	11	10	14	55	10	32	5	8	45
13	19	11	20	37	14	29	3	3	51
8	15	8	21	48	10	16	9	13	52
9	57	10	4	20	9	8	7	11	65
4	12	3	45	36	5	16	10	8	61
24	15	7	12	42	11	24	10	13	42
13	28	4	9	46	15	28	5	6	46
11	13	4	16	56	4	11	10	10	65
9	25	20	5	41	8	19	4	30	39
—	20	14	15	51	6	19	7	9	59
15	54	5	7	19	8	19	9	19	45
18	10	21	5	46	10	14	5	12	59
22	11	6	8	53	6	13	12	16	53
21	25	9	9	36	16	12	14	8	50
15	29	4	7	45	7	16	8	17	52
9	42	—	10	39	12	16	7	12	53
6	26	3	9	56	12	19	8	7	54
8	31	3	5	53	17	17	4	9	53
5	30	10	5	50	11	4	9	11	65
20	20	7	9	44	10	12	8	9	61
10	24	10	8	48	11	20	—	18	61
4	27	8	10	51	33	17	3	15	32
14	23	9	10	44	16	12	6	15	51
18	10	7	13	52	12	17	11	7	53
9	11	8	15	57	8	20	7	15	50
15	17	9	9	50	17	11	7	4	61
19	19	9	6	47	11	33	9	5	42
10	27	7	4	52	17	13	4	19	47
8	14	10	19	49	11	22	6	15	46
10	22	4	12	52	11	14	10	9	56
367	687	240	341	1375	348	523	217	353	1569

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Sporen	715 . 1,27 =	908 =	11,8%
Algen	1210 . 1,05 =	1271 =	16,5%
Vitrit	457 . 1,30 =	594 =	7,7%
Opaksubst.	694 . 1,35 =	937 =	12,2%
Grundmasse	2944 . 1,35 =	3980 =	51,8%
		7690 =	100,0%

Zahlentafel 7

Probe VII

Feingefügeausmessung einer Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
3	7	—	—	40	2	7	—	3	38
3	3	—	12	32	2	21	—	9	18
2	6	—	2	40	6	6	—	4	34
3	5	—	4	38	3	10	1	—	36
2	11	—	7	29	2	5	2	2	39
2	9	—	7	32	2	7	—	3	38
—	13	—	3	34	2	7	4	2	35
2	5	2	5	36	3	11	—	4	32
2	13	—	4	31	3	13	—	3	31
1	8	—	5	36	3	15	—	3	29
4	10	—	7	29	2	24	—	7	17
4	4	3	5	34	4	11	—	8	27
3	4	2	10	31	3	14	—	3	30
4	10	1	3	32	3	17	—	5	25
5	6	3	4	32	4	13	—	4	29
4	10	2	5	29	4	9	6	4	27
2	11	2	4	31	3	9	—	10	28
3	5	3	4	35	5	15	—	6	24
3	10	2	4	31	3	21	—	5	21
3	6	3	3	35	4	9	—	4	33
4	3	—	2	41	4	5	—	7	34
6	7	—	—	37	3	16	—	—	31
3	12	—	5	30	3	14	—	9	24
2	13	1	3	31	2	17	—	3	28
2	6	—	4	38	3	18	—	4	25
2	12	—	7	29	3	12	—	11	24
5	10	—	6	29	6	6	—	13	25
2	7	—	5	36	4	12	—	9	25
3	9	—	4	34	4	6	—	8	32
1	7	1	4	37	5	18	—	4	23
85	242	25	138	1009	100	368	13	157	862

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.			Prozentuale Umrechnung:
Sporen	185 . 1,27	=	235	6,1%
Algen	610 . 1,05	=	641	16,6%
Vitrit	38 . 1,30	=	49	1,3%
Opaksubst.	295 . 1,35	=	398	10,3%
Grundmasse	1871 . 1,35	=	2525	65,7%
			3848	100,0%

Zahlentafel 8

Probe VIII

Feingefügeausmessung einer Bogheadkannelkohle aus dem Saargebiet

Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
14	8	7	3	18	8	6	8	4	24
5	2	9	4	30	11	4	7	6	22
11	—	6	3	30	8	5	12	3	22
16	9	7	3	15	11	3	8	6	22
8	—	6	4	32	10	—	5	6	29
20	11	7	3	9	7	3	9	4	27
12	4	9	4	21	10	4	7	11	18
15	13	6	6	10	7	2	4	5	32
19	10	8	5	8	10	5	4	3	28
9	—	9	6	26	4	4	7	3	32
16	9	7	7	11	16	8	12	6	58
17	4	10	6	13	14	12	13	4	57
15	6	8	6	15	17	9	12	6	56
16	—	9	3	22	15	—	17	7	61
15	12	6	4	13	14	10	15	3	58
10	3	5	—	32	18	8	17	6	51
18	5	7	3	17	22	6	13	—	59
9	—	7	4	30	20	9	10	7	54
11	—	8	4	27	19	14	13	5	49
9	—	5	2	34	19	10	11	9	52
13	6	8	3	20	20	—	8	7	65
12	5	6	—	27	17	10	7	5	61
13	3	5	5	24	12	6	9	6	67
14	3	7	2	24	18	4	13	5	60
7	—	8	4	23	23	9	10	4	54
10	5	6	6	23	26	21	12	6	35
13	4	4	8	21	22	16	22	8	32
10	3	3	—	34	16	8	18	9	49
11	4	5	4	26	17	—	13	5	65
10	—	2	6	32	18	4	17	6	55
378	129	200	118	667	449	200	333	165	1354

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Sporen	827 . 1,27	= 1049 =	20,6%
Algen	329 . 1,05	= 345 =	6,7%
Vitrit	533 . 1,30	= 594 =	11,7%
Opaksubst.	233 . 1,35	= 382 =	7,5%
Grundmasse	2021 . 1,35	= 2725 =	53,5%
		5095 =	100,0%

Zahlentafel 9

Probe IX

Feingefügeausmessung einer Bogheadkannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
10	4	27	4	57	13	11	17	5	49
6	6	22	—	58	12	12	13	3	50
7	5	32	—	56	7	5	33	—	55
12	5	36	2	45	8	12	11	5	59
12	12	13	3	50	10	10	9	23	38
7	8	22	3	50	9	8	7	6	60
20	22	9	—	39	14	10	8	7	45
15	9	9	6	45	8	10	26	3	47
17	3	31	7	37	10	5	26	4	57
8	10	26	3	47	13	11	15	7	49
9	10	16	17	43	9	7	8	4	62
13	11	17	5	49	8	10	26	3	47
11	10	18	7	49	13	11	9	6	45
8	12	18	4	59	7	10	20	3	50
8	10	13	21	43	8	12	24	3	47
10	9	9	24	38	9	9	17	12	48
9	7	8	4	62	10	5	15	9	56
10	6	14	7	58	11	13	15	2	49
5	10	9	15	56	8	10	13	21	43
6	11	8	8	57	14	9	8	7	52
10	6	25	3	46	9	11	13	17	43
13	7	7	3	60	12	12	15	7	49
18	7	6	15	44	10	5	7	12	56
8	4	15	7	56	11	4	12	8	55
7	8	6	28	41	7	8	22	3	50
10	8	14	7	51	7	5	32	—	56
11	7	12	9	51	11	6	18	6	49
8	11	17	12	42	10	7	15	12	46
13	9	12	4	52	13	8	9	8	52
9	7	8	10	56	15	9	17	5	44
310	254	473	238	1497	306	265	482	211	1508

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Sporen	616 . 1,27 =	782 =	10,8%
Algen	519 . 1,05 =	545 =	7,5%
Vitrit	955 . 1,35 =	1289 =	17,8%
Opaksubst.	449 . 1,30 =	584 =	8,1%
Grundmasse	3005 . 1,35 =	4055 =	55,8%
		7255 =	100,0%

Zahlentafel 10

Probe X

Feingefügeausmessung einer Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
12	16	15	57	12	18	16	54
22	18	20	40	12	14	19	55
16	14	20	50	15	15	19	51
20	12	18	50	13	17	21	49
12	13	21	54	14	15	26	45
13	13	22	52	17	15	23	45
20	21	10	49	22	18	16	44
21	20	16	43	19	20	21	40
12	13	15	60	20	13	19	48
13	12	16	59	18	14	24	44
13	20	19	48	16	13	16	55
13	10	23	54	12	15	19	54
14	16	13	57	15	15	18	52
11	15	21	53	15	12	20	53
17	16	16	51	16	10	21	53
10	6	27	57	14	9	22	55
14	13	18	55	11	14	18	57
14	11	20	55	9	7	27	57
18	15	17	50	13	12	21	54
20	13	16	51	16	5	18	61
14	12	22	52	16	8	20	56
14	14	11	61	15	14	18	53
12	17	20	51	21	11	13	55
13	16	18	53	19	12	19	50
17	16	22	45	22	10	18	50
10	19	21	50	18	13	22	47
13	20	19	48	14	15	12	59
14	17	23	46	14	12	10	64
18	12	28	42	12	14	15	59
12	15	21	52	13	8	28	51
442	445	568	1545	463	388	579	1570

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Sporen	905 . 1,27 =	1149 =	14,4%
Vitrit	833 . 1,30 =	1082 =	13,5%
Opaksubst.	1147 . 1,35 =	1550 =	19,4%
Grundmasse	3115 . 1,35 =	4210 =	52,7%
		7991 =	100,0%

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Zahlentafel 11

Probe XI

Feingefügeausmessung einer Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
33	15	16	36	30	5	13	52
18	12	14	56	27	9	12	52
24	7	13	56	18	12	20	50
26	5	6	63	20	7	16	57
16	12	9	63	18	11	21	50
20	10	14	56	19	8	14	59
17	10	22	53	16	9	16	59
25	8	19	48	22	10	10	58
17	10	14	59	24	12	14	50
14	8	12	66	18	12	14	56
16	9	16	59	25	8	19	48
21	11	14	54	20	6	15	59
25	8	19	48	22	5	15	58
17	11	11	61	17	10	22	53
20	10	14	56	16	12	11	61
21	11	15	53	15	7	13	65
17	6	14	63	24	7	10	59
22	8	10	60	20	—	15	65
17	9	8	66	22	6	20	52
25	12	11	52	25	5	20	50
25	8	19	48	22	10	20	48
21	10	13	56	20	10	14	56
19	8	20	55	21	11	14	54
17	10	14	59	18	12	14	56
24	7	8	61	25	8	19	48
13	9	14	64	13	9	12	66
18	12	14	56	21	8	11	60
22	—	18	60	20	10	10	60
20	10	14	56	18	12	13	57
17	11	11	61	16	9	12	63
607	277	416	1704	612	260	449	1681

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.			Prozentuale Umrechnung:
Sporen	1219 . 1,27	=	1548	= 19,4%
Vitrit	537 . 1,30	=	698	= 8,7%
Opaksubst.	865 . 1,35	=	1167	= 14,6%
Grundmasse	3385 . 1,35	=	4570	= 57,3%
			7983	= 100,0%

Probe XII Zahlentafel 12

Feingefügeausmessung einer aschereichen (Schwefelkies) Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Pyrit	Sporen	Algen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Pyrit
20	2	—	22	18	38	36	2	9	24	29	—
—	—	—	—	—	100	20	—	6	18	30	26
—	—	—	—	—	100	8	—	—	—	—	92
12	—	2	7	5	74	32	—	10	4	11	43
36	—	—	30	18	16	—	—	—	—	—	100
27	—	3	7	16	47	4	—	—	—	8	88
—	—	—	—	—	100	36	3	—	17	44	—
—	—	—	—	—	100	36	—	2	23	39	—
5	2	4	11	4	74	10	3	—	27	60	—
27	2	2	12	22	35	34	—	5	31	30	—
—	—	—	—	—	100	66	—	4	13	9	8
—	—	—	—	—	100	33	—	—	18	49	—
—	—	—	—	—	100	17	2	3	21	57	—
—	—	—	—	—	100	31	—	—	26	43	—
85	—	—	2	3	10	35	—	10	29	26	—
8	—	—	—	—	92	37	—	—	28	35	—
—	—	—	—	—	100	65	2	—	7	26	—
15	4	6	11	18	46	28	3	2	41	26	—
—	—	—	6	—	94	43	—	—	13	44	—
18	—	—	15	10	57	37	—	—	17	38	8
41	—	6	16	37	—	—	—	—	—	—	100
54	—	4	7	13	22	—	—	—	—	—	100
21	4	2	6	15	52	26	—	5	26	38	5
36	1	13	33	17	—	32	3	3	22	40	—
54	—	—	34	10	2	31	—	3	13	53	—
32	—	14	18	3	33	25	9	4	20	42	—
33	—	—	29	3	35	15	1	1	41	42	—
33	—	—	48	19	—	—	—	—	—	5	95
62	—	—	18	20	—	29	—	—	19	52	—
41	—	—	38	21	—	30	—	2	21	47	—
660	15	56	370	272	1627	796	28	69	519	923	665

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Sporen	1456 . 1,27	= 1850 =	17,5%
Algen	43 . 1,05	= 45 =	0,4%
Vitrit	135 . 1,30	= 163 =	1,5%
Opaksubst.	889 . 1,35	= 1200 =	11,3%
Grundmasse	1195 . 1,35	= 1613 =	15,2%
Pyrit	2292 . 2,50	= 5730 =	54,1%
		10601 =	100,0%

Zahlentafel 13

Probe XIII

Feingefügeausmessung einer Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Vitrit und Grundmasse	Sporen	Vitrit und Grundmasse
25	75	27	73
20	80	24	76
15	85	21	79
18	82	23	77
16	84	19	81
19	81	21	79
21	79	18	82
18	82	19	81
15	85	20	80
20	80	22	78
11	89	17	83
13	87	20	80
16	84	24	76
16	84	20	80
20	80	19	81
20	80	24	76
17	83	22	78
15	85	19	81
18	82	21	79
21	79	18	82
18	82	17	83
20	80	21	79
17	83	18	82
18	82	20	80
22	78	17	83
23	77	20	80
19	81	19	81
22	78	23	77
24	76	17	83
23	77	22	78
560	2440	612	2388

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Sporen	1172 . 1,27	= 1489 =	18,9%
Vitrit u. Grundmasse	4828 . 1,32	= 6380 =	81,1%
		7869 =	100,0%

Zahlentafel 14

Probe XIV

Feingefügeausmessung einer Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet

Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse	Sporen	Vitrit	Opak-subst.	Grund-masse
7	8	13	62	14	9	14	53
19	13	9	49	20	12	11	47
12	12	17	49	18	6	5	61
15	7	14	64	12	—	15	63
10	11	13	66	16	11	12	51
11	10	12	57	16	13	14	47
16	4	15	55	10	9	18	53
12	9	14	55	12	10	12	56
15	10	15	50	14	8	10	58
21	8	17	44	13	8	13	56
18	—	19	53	12	8	13	57
15	7	12	56	13	12	14	51
12	9	6	63	10	8	11	61
10	15	12	53	9	7	12	62
17	10	9	54	13	—	9	68
15	7	14	54	15	12	15	48
12	8	15	55	16	13	14	47
16	6	13	55	12	10	12	56
10	7	12	61	9	9	10	62
13	8	10	59	16	7	12	55
11	7	12	60	13	7	16	54
11	11	15	53	18	12	11	49
14	10	16	50	14	12	10	54
12	6	16	56	15	10	10	55
15	2	14	59	14	8	11	57
15	—	12	63	11	3	16	60
10	5	11	64	14	—	18	58
14	9	11	56	13	5	20	52
15	11	13	51	16	8	19	47
19	13	9	49	12	12	15	51
412	243	390	1675	410	249	392	1649

	Volumetrische Umrechnung: Spez. Gew.		Prozentuale Umrechnung:
Sporen	822 . 1,27	= 1043 =	14,5%
Vitrit	492 . 1,30	= 639 =	8,9%
Opaksubst.	773 . 1,35	= 1043 =	14,5%
Grundmasse	3324 . 1,35	= 4490 =	62,1%
		7215 =	100,0%

Kurzanalysen und Schwelergebnisse — Zahlentafel 15

Probe Nr.	Kurzanalyse				Schwelprodukte bezogen auf trockene Rohkohle			trockene Reinkohle			Art der Probe
	Wasser	Asche trocken	Flüchtige Bestandteile trocken	Koksrückstand trocken	Teer	Gas	Koks	Teer	Gas	Koks	
	%	%	%	%	%	l/kg	%	%	l/kg	%	
I	0,5	4,3	78,9	21,7	55,2	90,7	28,7	57,7	94,8	25,5	Bogheadkohle
II	—	7,7	63,1	36,9	38,1	110,0	45,7	41,3	119,1	41,2	Kannelbogheadkohle
III	0,7	3,1	62,3	38,4	38,9	81,8	48,1	40,2	84,4	46,4	Kannelbogheadkohle
IV	0,1	21,3	47,7	52,3	22,7	99,1	63,4	28,9	126,0	53,5	Kannelkohle
V	2,7	3,0	47,0	55,8	24,2	102,7	62,0	25,0	105,8	60,8	Gasflammkohle
VI	2,2	7,1	46,4	55,9	21,8	105,2	60,5	23,4	113,3	57,5	Kannelbogheadkohle
VII	0,5	24,5	45,4	55,1	23,4	132,0	57,0	31,0	174,9	43,0	Kannelbogheadkohle
VIII	0,5	14,4	43,0	57,5	24,3	100,2	64,3	28,4	117,1	58,3	Bogheadkannelkohle
IX	0,5	6,2	40,3	60,2	21,2	94,1	67,9	22,6	100,5	65,8	Bogheadkannelkohle
X	0,9	3,4	34,6	66,3	12,5	100,1	73,6	12,9	103,7	72,6	Kannelkohle
XI	1,0	3,7	34,4	66,6	16,6	111,3	69,7	17,2	115,5	68,5	Kannelkohle
XII	0,6	20,8	33,3	67,3	14,4	83,3	71,7	18,2	105,8	64,3	Kannelkohle
XIII	0,7	5,3	24,0	76,7	9,2	92,3	79,4	9,7	97,5	78,3	Metakannelkohle
XIV	0,7	3,2	21,9	78,9	6,2	100,3	83,5	6,4	103,9	83,0	Metakannelkohle
XV	0,6	28,9	21,2	79,4	6,4	64,3	85,6	9,0	90,5	79,7	Metakannelkohle
XVI	1,3	2,0	9,6	91,7	1,2	47,9	95,0	1,2	48,8	94,8	Anthrazit

Gegenüberstellung der petrographischen Analysen zu den Schwelergebnissen

Quantitative kohlenpetrographische Analysen (Feingefügeausmessung)

Probe	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		
Sporen	—	6,9	12,1	22,4	21,7	11,8	6,1	20,6	10,8	14,4	19,4	17,8	19,2	14,5		
Algen	46,7	16,9	14,1	—	—	16,5	16,6	6,7	7,5	—	—	0,4	—	—	Nicht auszählbar	Nicht auszählbar
Vitrit	5,5	8,7	12,1	20,2	70,3	7,7	1,3	11,7	8,1	13,5	8,6	1,6		8,9		
Opaksubstanz	2,7	67,5	15,4	11,4	2,9	12,2	10,3	7,5	17,8	19,4	14,7	11,6	80,8	14,5		
Grundmasse	45,1		46,3	46,0	5,1	51,8	65,7	53,5	55,8	52,7	57,3	15,6		62,1		
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	53,0	—	—		
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	—	—
Sporen und Algen zusammen	**46,7**	**23,8**	**26,2**	**22,4**	**21,7**	**28,3**	**22,7**	**27,3**	**18,3**	**14,4**	**19,4**	**18,2**	**19,2**	**14,5**	—	—
Schwelergebnisse																
Teer %	**55,2**	**38,1**	**38,9**	**22,7**	**24,2**	**21,8**	**23,4**	**24,3**	**21,2**	**12,5**	**16,6**	**14,4**	**9,2**	**6,2**	**6,4**	**1,2**
Gas l/kg	90,7	110,0	81,8	99,1	102,7	105,2	132,0	100,2	94,1	100,1	111,3	83,3	92,3	100,3	64,3	47,9
Koks %	28,7	45,7	48,1	63,4	62,0	60,5	57,0	64,3	67,9	73,6	69,7	71,7	79,4	83,5	85,6	95,0
Inkohlungsindex	a	a	a	b	b	b	b	b	b	c	c	c	d	d	d	e

Der geologische Bau des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges und der anschließenden Teile des Sudetenvorlandes

Von Hans Wilhelm Quitzow, Berlin

4 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 559
A. Gesteinsfolge 560
I. Gesteine der kaledonischen Ära 560
a) Sedimente 560
1. Kambrium 560
2. Silur 560
b) Eruptiva und ihre Abkömmlinge 565
1. Die älteren Diabase und Grünschiefer 566
2. Die jüngeren Diabase 567
Rückblick 568
II. Gesteine der variszischen Ära 569
a) Das Ganggefolge des Riesengebirgsgranits 570
b) Der Striegauer Granit, sein Ganggefolge und sein Kontakthof . . . 570
III. Gesteine der alpidischen Ära 571
B. Lagerungsverhältnisse 572
I. Das Alter der Gebirgsbildungen 572
a) Kaledonische Bewegungen 572
b) Variszische Bewegungen 573
c) Saxonische Bewegungen 573
II. Die Art der Gebirgsbildungen 574
a) Der alpinotype Bau 574
1. Die Falten- und Schuppengebiete der Bober-Katzbach-Scholle . . 574
2. Die Diabas-Deckscholle 578
3. Das subsudetische Schiefergebirge und der Striegauer Granit . . . 580
b) Die germanotype Umgestaltung 581
1. Die germanotype Tektonik im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge 581
2. Der Sudetenrandbruch 582
Rückblick 583
Schriften 584

Einleitung

Unter „nordöstlichem Bober-Katzbach-Gebirge“ sei hier der zu den Sudeten gehörige Gebirgsteil zwischen den Mulden von Gröditz und Haasel im Westen, dem Schönauer Rotliegendgraben im Süden und dem Gebirgsrande im Osten verstanden (s. Abb. 1). Zum Sudetenvorland gehören der Striegauer Granit und seine Schieferhülle nordöstlich vom Sudetenrandbruch. Hierher sind aber auch die Burgberge südlich von Seichau zu rechnen, in welchen ein letzter Granitausläufer steckt.

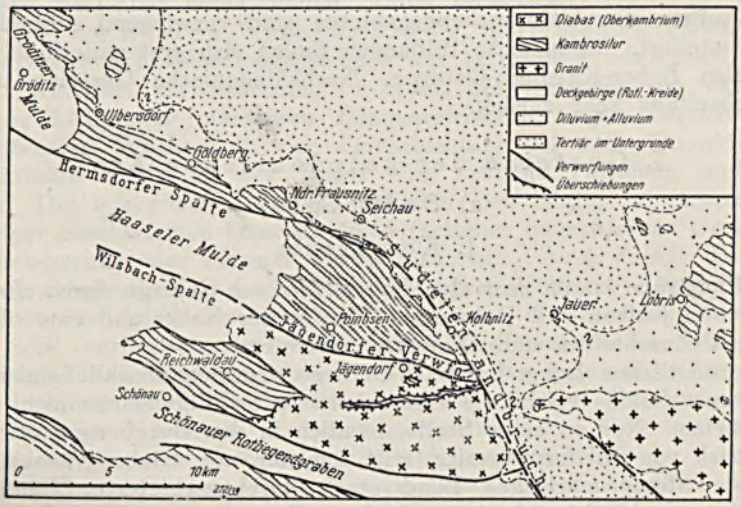


Abb. 1. Geologisch-tektonische Übersicht des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges und der anschließenden Teile des Sudetenvorlandes

Im Gegensatz zum zentralen Bober-Katzbach-Gebirge, welches durch die grundlegenden Kartenaufnahmen und Beschreibungen von E. Zimmermann schon gut bekannt ist, war im NO ein großer Gebirgsteil im Gebiet des Blattes Kolbnitz erst wenig durchforscht. Die vorliegende Arbeit soll dazu beitragen, diese Lücke zu schließen. Sie bringt vor allem die Ergebnisse einer nahezu abgeschlossenen Kartierung im mittleren Teil[1]) von Blatt Kolbnitz in den Jahren 1937—1938.

Für das übrige Bober-Katzbachgebirge haben E. Bederke (1932) und F. Dahlgrün (1934) die Altersdeutung der von E. Zimmermann gegliederten Schichtfolge vorgenommen. Eine eingehende stratigraphisch-petrographische und tektonische Beschreibung des zentralen Gebirgsteiles bei Kauffung gab W. Block (1938). Mehrere vorwiegend stratigraphische Arbeiten über das Bober-Katzbach-Gebirge veröffentlichte M. Schwarzbach (1934—1938), darunter auch eine über die geologischen Verhältnisse des Kolbnitzer Bezirks.

1) Der südwestliche Gebirgsteil sowie der Flachlandanteil dieses Blattes sind schon in früherer Zeit von E. Zimmermann bzw. B. Kühn geologisch kartiert worden (unveröffentlicht).

Um die auf Blatt Kolbnitz gewonnenen Ergebnisse in den Rahmen der schon vorhandenen Arbeiten einzufügen, wurden vergleichende Untersuchungen in den Nachbargebieten angestellt und diese zur Vervollständigung der geologischen Beschreibung mitberücksichtigt.

Im übrigen beschränkt sich die Arbeit auf den altpaläozoischen Gebirgsteil und berührt jüngere Bauelemente nur, soweit sie für die Ausgestaltung der alten Strukturen von Bedeutung sind.

A. Gesteinsfolge

Am Aufbau des Untersuchungsgebietes sind vorwiegend altpaläozoische Gesteine beteiligt. Algonkische Bildungen finden sich erst außerhalb, nämlich im zentralen Bober-Katzbach-Gebirge. Nachkaledonische Gesteine treten in ihrer Verbreitung sehr zurück.

I. Gesteine der kaledonischen Ära

a) Sedimente

1. Kambrium

Das Kambrium ist im zentralen Bober-Katzbach-Gebirge durch eine untere Abteilung von Kalken und Dolomiten (Kauffunger Kalk) und eine obere von mächtigen Grünschiefern und Diabasen vertreten.

Im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge und den anschließenden Teilen des Sudetenvorlandes reicht die Aufschlußtiefe im allgemeinen nicht bis zum Unterkambrium. Nur an einer Stelle, nämlich in den Burgbergen etwa 800 m südsüdöstlich von Niederprausnitz, tritt inmitten von Diabasgrünschiefer ein nur wenige Meter mächtiges Band stark durchgeschieferter Bänder- und Chloritmarmore auf. Man darf sie als Äquivalent des unterkambrischen Kauffunger Kalkes auffassen, denn andere Stufen des Altpaläozoikums sind im Bober-Katzbach-Gebirge nicht kalkig entwickelt. Die sehr starke tektonische Beanspruchung der Marmore deutet auf Einschuppung in die Grünschiefer hin.

Der höhere Teil des Kambriums besteht zum größten Teil aus sehr mächtigen Grünschiefern, Diabasen und Tuffen, also grünen Gesteinen der Geosynklinalphase. Nur selten sind mit den Tuffen geringmächtige Lagen von Tonschiefer verknüpft, wie z. B. 600 m westlich vom Ortsausgang von Poischwitz (Blatt Kolbnitz). Die grünen Gesteine folgen oft unvermittelt über dem unterkambrischen Kalk, doch mag diese Schroffheit des Wechsels großenteils auf Abscherungsvorgänge zurückzuführen sein. Dahlgrün (1934) gibt eine häufige Wechsellagerung zwischen Kalk und Grünschiefer an. Die grünen Gesteine mögen das mittlere und obere Kambrium vertreten. Auch im unteren Kambrium, in der tieferen Abteilung der Kalke, gibt Block das Vorkommen von Grünschiefermaterial an, doch scheint es fraglich, ob hier wirklich Anzeichen von unterkambrischem Vulkanismus vorliegen. (Nähere Beschreibung der Grünschiefer usw. siehe S. 566 ff.)

2. Silur

Das Silur ist wie im übrigen Bober-Katzbach-Gebirge auch auf Blatt Kolbnitz durch eine mehrere 100 m mächtige Schieferfolge vertreten. Den Abschluß nach oben bilden geringmächtige Kiesel- und Alaunschiefer, welche

gotlandische Graptolithen geliefert haben. Sie erweisen sich also neben den unterkambrischen[2]) Kalken als wichtiger Leithorizont für die Altersbestimmung der Schichtfolge. Die Schieferfolge zwischen den höherkambrischen Grünschiefern und den gotlandischen Kieselschiefern ist mit großer Wahrscheinlichkeit ins Ordovizium zu stellen. Sie weist nach E. Zimmermann große Ähnlichkeit mit den ordovizischen Phycodenschichten Thüringens auf.

Ordovizium: E. Zimmermann hat das Ordovizium des Bober-Katzbach-Gebirges in eine tiefere Abteilung (helle, feinsandige, glimmerreiche Schiefer) und eine höhere Abteilung (dunkle, glimmerarme Tonschiefer) gegliedert. Diese Zweiteilung ergab sich auch auf Blatt Kolbnitz, in dessen Bereich ordovizische Schichten einen großen Raum einnehmen.

Die Serie der hellen, feinsandigen, glimmerreichen Schiefer Zimmermann's besteht hauptsächlich aus hellgrauen, oder auch grünlichgrauen[3]), bräunlich verwitternden Phylliten, die meistens von zahlreichen, nur wenige Millimeter mächtigen feinquarzitischen Lagen durchsetzt sind. Dieser intensive Wechsel in der Feinschichtung ist sehr charakteristisch. Diese Gesteine zeigen in der Regel eine kräftige Fältelung und Durchbewegung. Die quarzreichen Lagen schließen sich häufig zu dickeren, mehr oder weniger geschieferten Quarzitbänken (seltener quarzitischen Grauwacken) von gelblich-grauer oder brauner Farbe zusammen. Auch dunkle Tonschiefer finden sich gelegentlich in geringmächtigen unregelmäßigen Einschaltungen.

Inmitten der feinquarzitischen Schiefer tritt als charakteristische Einlagerung weit verbreitet ein grober, fast konglomeratischer Quarzit oder Quarzitschiefer auf, der sogenannte Kuttenbergquarzit. Das Gestein ist gekennzeichnet durch oft ziemlich große Quarzkörner (bis mehrere Millimeter Durchmesser) in einer feinquarzitisch-serizitischen Grundmasse. Untergeordnet beobachtet man auch aufgearbeitete Bruchstückchen von Tonschiefern und anderen Gesteinen (vgl. Schwarzbach 1935). Durch Abnahme der Korngröße geht der Kuttenbergquarzit vertikal wie auch seitlich in gewöhnliche Quarzitschiefer und quarzitische Grauwacken über, welche ihn stets be-

2) Im Fortstreichen des Kauffunger Kalkes hat im benachbarten Oberlausitzer Schiefergebirge eine ebenfalls kalkreiche Schichtfolge unterkambrische Fossilien geliefert (Schwarzbach 1934 a und 1936 b).

3) Schwarzbach (1938) hat den grünlich-grau gefärbten Teil dieser Schiefer von den übrigen abgetrennt und mit den hangenden dunklen Tonschiefern (s. S. 563 f.) vereinigt. Eine gewisse Ähnlichkeit mit diesen mag wohl vorhanden sein, wie ja alle ordovizischen Schiefer des Bober-Katzbach-Gebirges Übergänge zueinander zeigen. Weit größer ist die Ähnlichkeit von Schwarzbach's „grünlich-grauen gebänderten Schiefern", jedoch mit den gewöhnlichen feinquarzitischen Schiefern, denn auch für diese ist ja gerade der intensive Wechsel toniger und feinquarzitischer Lagen, also eine „Bänderung" sehr bezeichnend, während eine solche in den höheren, dunklen Tonschiefern viel seltener ist.

Neben der petrographischen Beschaffenheit spricht aber auch die Lage der grünlich-grauen Schiefer gegen eine Vereinigung mit den höheren dunklen Tonschiefern. Sie treten nämlich immer von diesen räumlich getrennt, dagegen inmitten der hellen, feinquarzitischen Schiefer auf. Hier ist ihre Verbreitung zudem auf wenige Stellen beschränkt. Sie sind also nichts anderes als eine örtliche, faziell etwas abweichend entwickelte Einlagerung im feinquarzitischen Schiefer, die ich bei der Kartierung wegen ihrer allmählichen Übergänge auch gar nicht gesondert ausgeschieden habe.

gleiten. Diese Zone des Kuttenbergquarzites ist oft auch dann noch kenntlich, wenn der eigentliche Kuttenbergquarzit örtlich nicht ausgeprägt ist. Dieser bildet meistens nur eine oder mehrere dünne Bänke, die seitlich bald wieder auskeilen. Gelegentlich schwillt er zu mehrere Meter mächtigen Massen an, die aber ebenfalls nur sehr geringe seitliche Ausdehnung besitzen. Eine solche Linse ist auf Blatt Kolbnitz an der Straße bei der Teufelskanzel südlich von Seichau erschlossen. Bemerkenswert ist die gelegentliche Verknüpfung des Kuttenbergquarzites mit dunklen, glimmerarmen Tonschiefern, also besonders feinklastischen Gesteinen, die der feinquarzitischen Serie im allgemeinen fremd sind und erst höher im Schichtprofil in größerer Verbreitung erscheinen. Ein solches Vorkommen beobachtet man gut aufgeschlossen auf Blatt Kolbnitz südwestlich von den Buschhäusern, über dem „H" vom Worte „Mönchswald". Hier wechsellagern einige Kuttenbergquarzit-Bänke von wenigen Dezimetern Mächtigkeit mit dunklen Tonschiefern.

Trotz seiner nicht durchgehenden Verbreitung kommt dem Kuttenbergquarzit die Rolle eines Leitgesteins zu, über dessen Lage man allerdings nur aussagen kann, daß er inmitten der tiefordovizischen feinquarzitischen Schiefer auftritt[4]). Zimmermann und Block stellen ihn nahe an die Obergrenze dieser Schieferserie; nach den Verhältnissen auf Blatt Kolbnitz wäre er aber eher im tieferen Teil zu vermuten.

Im Westteil von Blatt Goldberg treten vorwiegend grobklastische Gesteine auf, die auf der geologischen Karte zwar aus tektonischen Annahmen ins Hangende der Kieselschiefer gestellt sind, die ich aber lieber ins Ordovizium einordnen möchte. Denn jüngere Schichten als die gotlandischen Kieselschiefer sind im Altpaläozoikum des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges bisher nirgends bekannt geworden. Es handelt sich um die sog. Ulbersdorfer Quarzitschiefer (pqπ der geologischen Karte) und um die Stufe der „hellen, serizitisch-flaserigen quarzitischen Tonschiefer" (psq), von denen die letzteren den tiefordovizischen Schiefern des übrigen Gebietes so ähnlich sind, daß sich eine Gleichstellung von selber aufdrängt. Der Ulbersdorfer Quarzitschiefer hat dagegen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge kein Gegenstück. Das Gestein ist ein plattiger, wenig metamorpher, geschieferter Sandstein, in welchem Tonschieferlagen sehr zurücktreten. Man muß ihn als eine stärker klastische Fazies im tieferen Ordovizium deuten.

Auf den Blättern Kolbnitz und Goldberg tritt in der Zone Jakobsdorf — Moisdorf — Pombsen — Goldberg — Ulbersdorf eine Einlagerung bunter Tonschiefer im tieferen Ordovizium auf. Bei Pombsen, wo der stratigraphische Verband am klarsten ersichtlich ist, gehen aus den feinquarzitischen Schiefern durch Wechsellagerung zunächst hell grünlichgraue bis apfelgrüne, zumeist reine Tonschiefer von schwachem Seidenglanz hervor. Höher stellen sich bald auch entsprechende Schiefer von violetter Farbe ein, die stellenweise vorherrschen. Bei Moisdorf sind an der Zusammensetzung der Bunt-

4) Ein ungewöhnliches Vorkommen von „Kuttenbergquarzit" inmitten der höheren Serie dunkler Tonschiefer findet sich 700 m nördlich vom Heßberg (Blatt Kolbnitz). Es dürfte dasselbe sein, welches auch Schwarzbach (1938) erwähnt. Da der Kuttenbergquarzit sonst immer eindeutig an die tiefere Serie der feinquarzitischen Schiefer gebunden ist, könnte man hier an eine örtliche Wiederholung der Kuttenbergquarzit-Fazies in höherer Lage denken. Eine tektonische Ursache dieses Zusammenvorkommens scheint bei der Regelmäßigkeit des Schichtverbandes ausgeschlossen.

schiefer auch Tuffe beteiligt. Die Grün- und Violettfärbung ist innerhalb des Buntschiefergesteins regellos verteilt und nicht an bestimmte Bänke gebunden. Ebenso ist die Buntschieferfazies im ganzen ziemlich unregelmäßig eingeschaltet, indem sie bald mächtigere Einlagerungen bildet, bald ausdünnt und auf weite Strecken gänzlich fehlt. Die Buntschiefer verzahnen sich also seitlich mit den ordovizischen Schiefern.

Die Buntschiefer westlich von Goldberg stimmen in ihrer petrographischen Ausbildung vollkommen mit denen von Pombsen überein und sind ihnen trotz der größeren räumlichen Trennung unbedingt gleichzustellen. Nach der geologischen Karte Blatt Goldberg liegen sie jedoch scheinbar stratigraphisch etwas höher, nämlich im Hangenden der gotlandischen Kieselschiefer. Deutet man aber die Schieferzone westlich von Goldberg nicht als Mulde (wie auf Blatt Goldberg geschehen), sondern als Sattelzone mit einigen Spezialmulden, so rücken die Buntschiefer auch hier ins Liegende der Kieselschiefer. Berücksichtigt man ferner, daß im ganzen übrigen Gebiet die Kieselschiefer das höchste Glied der altpaläozoischen Schichtfolge darstellen und noch jüngere Schichten fehlen, so gewinnt diese Deutung sehr an Wahrscheinlichkeit.

Die Gesamtmächtigkeit der Stufe der hellen, feinquarzitischen Schiefer ist sehr schwer abzuschätzen. Denn infolge der intensiven Verfaltung und Verschuppung sind Normalprofile kaum aufzustellen. Man beobachtet immer nur eine reduzierte Folge. Auch kennt man nicht die Basalschichten, denn der Kontakt mit den liegenden Grünschiefern dürfte wohl überall eine Abscherungsfläche sein. So läßt sich nur angeben, daß die ursprüngliche Mächtigkeit wohl über 250 m betragen haben dürfte.

Das tiefere Ordovizium, die Stufe der hellen, feinquarzitischen Schiefer mit ihren stärker klastischen Einschaltungen wird im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge vielfach von einer quarz- und glimmerarmen Serie dunkler Tonschiefer überlagert (höhere Abteilung E. Zimmermann's). Das Hauptgestein ist ein bald ebenschiefriger, bald stark gefältelter, schwach phyllitischer, schwarzer bis blaugrauer Tonschiefer. Gelegentlich enthält er Schwefelkies in kleinen Kristallen. Mit den hellen, feinquarzitischen Schiefern ist dieses Gestein durch Übergänge verbunden. Untergeordnet trifft man auch in ihm einen häufigen Wechsel toniger und feinquarzitischer Lagen. Auch einzelne dünne Quarzitbänke sind ihm eingeschaltet. Die Obergrenze wird durch gotlandische Kiesel- und Alaunschiefer bezeichnet, welche vielfach allmählich aus den dunklen Tonschiefern hervorgehen. Die Abteilung der dunklen Tonschiefer ist daher ins höhere Ordovizium einzuordnen.

Die dunklen Tonschiefer treten in erheblich wechselnder Stärke auf. Vielfach sind sie bis über 100 m mächtig, nehmen aber häufig ab bis auf wenige Meter oder verschwinden gänzlich. So liegen im Nordwestteil von Blatt Kolbnitz und besonders im Westteil von Blatt Goldberg die gotlandischen Kieselschiefer unmittelbar auf der hellen, feinquarzitischen Serie, und auch auf den Blättern Schönau und Kauffung fehlen gelegentlich die dunklen Tonschiefer unter den Kieselschiefern. Da dieser Ausfall der dunklen Schiefer in so großer Verbreitung nicht tektonisch bedingt sein kann (Abscherungen und Ausquetschungen), dürfte er am besten im Sinne einer Diskordanz und Transgression der Kieselschiefer auf ein vorgotlandisch nicht unbeträchtlich denudiertes Relief zu deuten sein. Ein faziell bedingtes An- und Abschwellen der dunklen Tonschiefer ist wohl weniger wahrscheinlich.

Etwas abweichend ist die altpaläozoische Schieferfolge im Sudetenvorland entwickelt. Eruptiva treten darin fast völlig zurück. Das Hauptgestein ist ein milder schwarzer Tonschiefer, der sich von den dunklen ordovizischen Schiefern des Bober-Katzbach-Gebirges durch eine etwas geringere Metamorphose unterscheidet (aufgeschlossen im Steinbruch am Teichberg südwestlich von Seichau). Er zeigt lediglich die gleiche Verschieferung, die ihm teils eine ebenflächige, dachschieferartige Spaltbarkeit, teils eine intensive Fältelung verleiht.

In Wechsellagerung mit diesen dunklen Tonschiefern treten verbreitet geschieferte Grauwacken auf, zu denen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge kein Gegenstück zu finden ist. Megaskopisch sind sie besonders durch lineare Streckung und parallel angeordnete, getrübte Feldspäte gekennzeichnet.

Die Schiefer-Grauwacken-Serie tritt besonders in den Burgbergen bei Seichau auf (s. Abb. 2, S. 569). Weiter östlich ist sie von Diluvium verhüllt. Erst in den Jenkauer Bergen östlich von Jauer erscheint sie wieder. Ihr Alter ist noch unbestimmt, da sich Fossilien bisher nicht gefunden haben. In Verbindung mit der Schiefer-Grauwacken-Serie treten gelegentlich Kieselschiefer auf (wohl im Hangenden), welche den gotlandischen Kieselschiefern des Bober-Katzbach-Gebirges gleichen. Berücksichtigt man ferner die petrographische Ähnlichkeit der dunklen Tonschiefer des Sudetenvorlandes mit den dunklen Schiefern des Bober-Katzbach-Gebirges, so kommt man zu einer Einordnung der Schiefer-Grauwacken-Formation ins Ordovizium (Fabian 1938). Überraschend ist dann nur der plötzliche Faziesübergang zu den Grauwacken, die dem Ordovizium des Bober-Katzbach-Gebirges fehlen. Fabian (1938) gibt einen seitlichen Übergang von Grauwacken in quarzitische Fazies zwischen Lobris und Mertschütz (östlich von Jauer) an.

Gotlandium: Die Kieselschiefer und die mit ihnen verknüpften Alaunschiefer des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges dürften sämtlich dem Gotland angehören (mit Ausnahme einiger Kieselschiefereinlagerungen im Algonkium). Gotlandische Graptolithen haben sich an verschiedenen Stellen gefunden; sie zeigen, daß in den Kieselschiefern zumindest die Zonen vom Llandovery bis zum Wenlock vertreten sind (Schwarzbach 1936). Wo Graptolithen noch nicht gefunden sind, lassen die gleichartige Ausbildung des Gesteins und seine Stellung im Schichtprofil ohne weiteres das gleiche gotlandische Alter erkennen.

Ganz gleichartige Kieselschiefer treten auch im Sudetenvorland auf, und zwar in den Burgbergen bei Seichau (Blatt Kolbnitz) und östlich von Lobris (unveröffentlichte Kartierung von G. Gürich, Blatt Jauer). Sie dürften ebenfalls dem Gotland angehören.

Die Mächtigkeit der Kieselschiefer beträgt oft nur wenige Meter, doch dürften sie meistens nicht mehr vollständig erhalten sein. Sie sind gewöhnlich dünnplattig, dicht, schwarz, von splitterigem Bruch und von zahlreichen kleinen Quarzadern durchzogen. Sehr häufig kommen sie mit weniger kieseligen, schwarz abfärbenden graphitischen Schiefern und pyritreichen Alaunschiefern vergesellschaftet vor. Auf Blatt Kolbnitz tritt in Verbindung mit den Kieselschiefern häufig ein schwarzer, grau verwitternder, fein- bis mittelkörniger Quarzit auf. Er findet sich z. B. 500 m südöstlich und 1100 m westsüdwestlich vom Kalkhaus bei Seichau und 1100 m südsüdwestlich von Willmannsdorf. Im Anstehenden konnte dieses Zusammenvorkommen aus Mangel an Aufschlüssen noch nicht beobachtet werden, doch spricht die

häufige enge Verbindung von Kieselschiefer und Quarzit durchaus für eine stratigraphische Zusammengehörigkeit.

Ganz entsprechende Quarzite kommen auch in größerer Mächtigkeit muldenförmig gelagert im Hangenden der dunklen Tonschiefer vor, und zwar am Gebirgsrande westlich von Herrmannsdorf. Das Gestein besteht vorwiegend aus teils massigem, teils wohlgeschichtetem, ziemlich feinkörnigem schwarzem Quarzit. Häufig sind dünnplattige, geschieferte Lagen grauen Quarzites eingeschaltet. Das schwarze Hauptgestein hat ein hornsteinartiges Aussehen. Es ist, wie auch die Kieselschiefer, meistens von zahlreichen Quarzadern durchzogen. Anstehend findet es sich insbesondere in einigen Felsen am nördlichen und südlichen Rande des Tales südwestlich der Buschhäuser sowie südlich des Schilfberges bei Seichau. In diesen Vorkommen erreicht es auch seine größte Mächtigkeit (über 50 m), die nach NW und SO sehr rasch abnimmt, bis zum völligen Verschwinden des schwarzen Quarzites. Er tritt sonst nur noch in einigen kleinen Zügen östlich der Straße Seichau—Willmannsdorf und südwestlich von Herrmannsdorf auf.

Sehr bemerkenswert ist das Zusammenvorkommen dieses schwarzen Quarzites mit echten Kieselschiefern, welche mehrfach in enger Verbindung mit ihm (wohl als unmittelbar Hangendes) beobachtet wurden (z. B. südwestlich vom Schilfberg und westsüdwestlich von den Buschhäusern). Berücksichtigt man, daß petrographisch ganz gleichartige Quarzite im nordwestlichen Teil des Blattes Kolbnitz in enger Verknüpfung mit Kieselschiefern gefunden wurden (siehe oben), so kommt man zu einer Gleichstellung all dieser Quarzite. Es ergibt sich dann, daß der Quarzit (meistens nur untergeordnet) neben dem Kieselschiefer auftritt, im Raum westlich Herrmannsdorf aber einmal anschwillt und im Vergleich zum Kieselschiefer stark vorherrscht. Damit ist auch seine Altersdeutung gegeben. Er dürfte das unmittelbar Liegende des Kieselschiefers darstellen und ist als Basalfazies des transgredierenden Gotland aufzufassen (vgl. S. 563). Schwarzbach (1938, S. 70) stellt den dunklen Quarzit als Hangendes der dunklen Tonschiefer ins obere Ordovizium, gibt ihm also annähernd dasselbe Alter. Doch gehört der Quarzit schon zur transgredierenden Serie und ist demnach besser ins Gotland zu stellen. Eine gleichartige Diskordanz und Transgression des Gotland mit quarzitischen Basalschichten beschreibt G. Fischer in den Erläuterungen zu Blatt Glatz (im Druck).

b) Eruptiva und ihre Abkömmlinge

Unveränderte und metamorphe Eruptivgesteine sind am Aufbau des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges weitgehend beteiligt. Eine Gliederung und petrographische Beschreibung dieser Fülle verschiedenartiger Gesteine wurde von E. Zimmermann und insbesondere von W. Block (1938) gegeben. Recht kompliziert sind die Verhältnisse dadurch, daß viele Eruptiva in den einzelnen Teilen des Gebietes in sehr verschiedenem metamorphen Zustande vorliegen und daß oft alle Übergänge zwischen dem unveränderten und dem metamorphen Gestein bestehen. Neben der metamorphen spielt oft auch die primäre Fazies eine Rolle, so daß der gemeinsame Ursprung vieler Gesteine verwischt erscheint. Darum sei im folgenden weniger eine Gliederung nach der Metamorphose als vielmehr nach der stofflichen und zeitlichen Zusammengehörigkeit der Eruptiva gegeben.

1. Die älteren Diabase und Grünschiefer

Konkordant zwischen Unterkambrium und Ordovizium ist eine primär wohl über 1000 m mächtige Folge sehr verschiedenartiger, meist stark schiefriger grüner Gesteine eingeschaltet. Diese von E. Zimmermann als „Grünschiefer" beschriebenen Gesteine lassen sich ganz überwiegend auf Massenergüsse von Diabasen zurückführen. Neben gewöhnlichem dichtem Diabas sind die verschiedensten Varietäten entwickelt, wie Diabasbrekzie, Diabasmandelstein, porphyrischer und grobkörniger Diabas. Ferner spielen Diabastuffe bei der Zusammensetzung der Grünschiefer eine beträchtliche Rolle.

Die Metamorphose hat diese Gesteine sehr unterschiedlich erfaßt. Von nahezu unveränderten Diabasen führen alle Übergänge zu völlig durchbewegten Grünschiefern, so daß in dieser Gesteinsreihe die Metamorphose lückenlos abzulesen ist. Im Anfangsstadium überwiegen reliktische Mineralbestände und Strukturen, die später mehr und mehr verwischt werden und schließlich ganz verschwinden: Es entstehen die eigentlichen Grünschiefer. Schon zu Anfang werden die Plagioklase albitisiert, es siedeln sich in ihnen Epidot, Kalkspat oder auch Serizit und Chlorit an. Augite verschwinden bald völlig, sie werden restlos chloritisiert, seltener in grüne oder auch blaue Hornblende umgewandelt. Titanhaltiges Erz wird zu Leukoxen. Bei weiterer Umwandlung kristallisieren die Albite allmählich um zu pflasterartigen Aggregaten, reichlich von Chlorit, Serizit und Epidot durchsetzt. Entsprechend der Schieferung orientieren sie sich mehr und mehr parallel. Das Endstadium bilden dann Chlorit-Albit-Schiefer mit wechselnden Mengen von Epidot, Kalkspat, Leukoxen und gelegentlich auch zugeführtem Quarz, in denen nicht die geringste Spur von ursprünglichen Mineralbeständen und Strukturen mehr erhalten ist.

Auf Blatt Kolbnitz sind alle diese Gesteine auf kleinem Raum vereinigt. Kaum veränderte Diabase nehmen den ganzen Südteil des Blattes ein (siehe Abb. 3, S. 576). Es sind sehr gleichförmige, dichte, stark vergrünte Gesteine, die leicht zu kleinen scharfkantigen Bruchstücken zerfallen. Sie zeigen sehr häufig Kissentextur (vgl. Zimmermann 1912), die besonders gut in einem Steinbruch am Viehwegberg bei Jägendorf sowie in zahlreichen Felsen im Moisdorfer Grund erschlossen ist. Die einzelnen Kissen von mehreren Dezimetern Durchmesser sind dabei im Innern dicht und massig, nach außen stellt sich meistens eine Zone mit zahlreichen Blasenräumen ein, die häufig mit Kalkspat oder Chlorit erfüllt sind. Solche Mandelsteintextur ist weit verbreitet. Da sie überall, wo Aufschlüsse vorhanden sind, auch mit Kissenabsonderung verknüpft ist, kann man gleichzeitig auf eine entsprechend weite Verbreitung von letzterer schließen. Darüber hinaus zeigen auch die mandelsteinfreien Diabaspartien gelegentlich Kissentextur, so daß die Hauptmasse dieser dichten Diabase als submarine Deckenergüsse anzusprechen ist. Solche Effusivdiabase stellen das Hauptursprungsgestein der Grünschiefer dar. Auf Blatt Bolkenhain gehen diese Diabase durch allmählich zunehmende Verschieferung in echte Grünschiefer über. Diabastuffe treten in dem geschlossenen Diabasgebiet im Südteil von Blatt Kolbnitz nur untergeordnet in einigen schmalen Zügen auf. Desgleichen treten Diabasbrekzien zurück, sowie gröbere Diabase, die vielleicht als oberflächennahe Intrusionen zu deuten sind.

Viel mannigfaltiger ist die Ausbildung der grünen Gesteine im übrigen Teil von Blatt Kolbnitz, wo sie keine geschlossenen Massen bilden, sondern

in vielfachem Wechsel mit ordovizischen Schiefern auftreten. Auch hier ist als Ausgangsgestein vielfach Diabas zu erkennen, der jedoch in der Regel etwas gröber und fast immer mehr oder weniger durchgeschiefert ist. Auch hier ist gelegentlich Kissenabsonderung noch deutlich zu erkennen, wie z. B. im Grünschiefer am Gipfel des Willmannsdorfer Hochberges und in der Nordwestecke des Blattes in den Burgbergen. Mandelsteintextur wurde nordwestlich von Willmannsdorf mehrfach beobachtet. Auch stärker verschieferte Gesteine lassen sowohl im Handstück als auch u. d. M. oft noch deutlich den Mineralbestand und die Struktur des Diabases erkennen. Es sind jedoch alle Übergänge zu einem Endstadium vorhanden, in dem nur noch die grüne Farbe des Gesteins und seine geologische Stellung die Zusammengehörigkeit mit den Diabasen erkennen lassen. Neben geschieferten Diabasen spielen verschieferte Tuffe eine große Rolle. Der mächtige Grünschieferzug Willmannsdorf—Pombsen—Jägendorf (s. Abb. 3, S. 576) ist überwiegend aus Tuffen aufgebaut; in den Grünschieferstreifen nahe am Gebirgsrande treten Tuffe dagegen mehr zurück.

2. Die jüngeren Diabase

Neben den kambrischen Diabas-Massenergüssen und Grünschiefern sind kleinere Vorkommen von Diabas, Diabas-Augitporphyrit und Pikrit im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge sehr verbreitet. Diese Gesteine unterscheiden sich vom kambrischen Diabas vor allem durch ihr meist bedeutend gröberes Korn, ihre geringere Verschieferung, die oft völlig zurücktritt, sowie ihre Lagerungsverhältnisse. Diese Diabase treten nämlich als meist kleine, isolierte Stöcke oder Lagergänge intrusiv im Silur auf. Dazugehörige Effusivgesteine und Tuffe sind nur aus der Bolkenhainer Gegend bekannt geworden. Hier sind zwischen Nimmersath, Langhellwigsdorf und Bolkenhain von E. Zimmermann Diabasbrekzien, Mandelsteindiabase und Tuffe kartiert worden, welche ihren Lagerungsverhältnissen nach ins höhere Ordovizium einzuordnen sind (Schwarzbach 1935). Die Intrusivdiabase durchsetzen das Ordovizium, scheinen das Gotland aber nicht mehr betroffen zu haben. Hier ergäbe sich also das gleiche hochordovizische Alter. Die gotlandischen Kieselschiefer treten nur selten im Kontakt mit diesen Diabasen oder Tuffen auf. Wo es einmal der Fall ist, wie auf Blatt Bolkenhain, dürfte es sich eher um ein diskordantes Übergreifen der Kieselschiefer handeln[5]) (vgl. S. 563).

Block teilt die jüngeren Diabase auf in ordovizische Gesteine der Bolkenhainer Gegend und devonische Intrusiva der übrigen Gebiete. Er kommt zur devonischen Altersdeutung der Intrusivdiabase einmal, weil er glaubt, daß sie auch noch das Gotland durchsetzen, was aber nirgends nachgewiesen ist (vgl. oben), zweitens, weil er sie für jünger als die Hauptfaltung

5) Bei Lobris und Jenkau sollen sich nach Fabian (1938 und 1939) teils massige, teils geschieferte Diabase in Wechsellagerung mit gotlandischen Kieselschiefern finden, eine Behauptung, die nicht näher belegt wird. Die Angabe ist daher mit Vorsicht aufzunehmen, um so mehr als im ganzen übrigen Bober-Katzbach-Gebirge und in den anschließenden Teilen des Sudetenvorlandes kein entsprechendes Vorkommen bekannt ist. Auch bei Lobris und Jenkau dürfte eher an eine Transgression des Gotland auf ordovizischen Diabas zu denken sein.

hält, welche erst nach dem Gotland stattgefunden hat. Die geringere Verschieferung und Metamorphose, welche die Intrusivdiabase zeigen, wäre nach Block auf die variszische Gebirgsbildung zurückzuführen. Demgegenüber ist aber zu betonen, daß die Metamorphose oft recht beträchtlich ist und sich immer nur graduell, nicht aber im Wesen von der der Grünschiefer unterscheidet. Wir beobachten hier wie dort die gleiche Verschieferung und Ummineralisation, und es führt eine lückenlose Reihe von diesen wenig veränderten Diabasen zu den stark metamorphen Gesteinen, so daß sich die jüngeren Diabase gar nicht überall scharf gegen die kambrischen abgrenzen lassen. Ferner ergibt das geologische Bild sehr eindeutig die völlige Einordnung der Intrusivdiabase in das Streichen der alten Faltung des Bober-Katzbach-Gebirges, eine Erscheinung, die nicht so ausgeprägt sein könnte, wenn die Diabase in den fertigen Faltenbau intrudiert wären. Auch ist es schwer vorstellbar, daß in einem zur Devonzeit hochgelegenen Gebiet (vgl. S. 569) grüne Geosynklinalgesteine aufgedrungen sein sollen. So spricht also alles für ein ordovizisches Alter der jüngeren Diabase.

Im Sudetenvorland treten altpaläozoische Eruptiva sehr zurück. Auf Blatt Kolbnitz findet sich nur südlich von Seichau ein kleines, lagergangartiges Vorkommen von geschiefertem Epidiabas. In diesem Gestein ist ehemaliger Augit restlos in grüne, faserige Hornblende umgewandelt, eine Metamorphose, die im Bober-Katzbach-Gebirge weder bei den Diabasen noch bei den Grünschiefern zu beobachten ist. Weitere derartige Epidiabase mit grüner Hornblende beschreibt Fabian (1939) von Lobris und Jenkau.

Rückblick

Die kaledonische Gesteinsfolge des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges und seines Vorlandes zeigt in den Teilen, welche in größerer Verbreitung erschlossen sind, d. h. im höheren Kambrium und Silur, eine große Gleichartigkeit. Das höhere Kambrium ist im gesamten Untersuchungsgebiet in Form von mehr oder weniger geschieferten diabasischen Ergüssen und Tuffen ausgebildet, das Ordovizium wird in der Hauptsache durch eine Schieferfolge vertreten, das Gotland transgrediert überall mit Kieselschiefern, stellenweise auch mit basalen Quarziten. Lediglich in den Sedimenten des Ordoviziums und in der Verbreitung der verschiedenen Eruptivgesteine machen sich einige fazielle Besonderheiten geltend.

So zeigt sich im Ordovizium nach Norden hin eine Zunahme gröber klastischer Sedimente. Bei Goldberg stellt sich der Ulbersdorfer Quarzitschiefer ein, im Sudetenvorland erscheinen die wohl etwas jüngeren, zum Teil recht groben Grauwacken (s. Abb. 2, S. 569). Ihre Fortsetzung nach Westen ist in der Gegend von Greiffenberg zu suchen, wo ganz ähnliche Grauwacken wie im Sudetenvorland auftreten (Schwarzbach 1936). Die Grenze zwischen normaler und gröber klastischer Fazies im Ordovizium verläuft im Bober-Katzbach-Gebirge und Sudetenvorland also ostwestlich, d. h. spitzwinklig zum Gebirgsstreichen. Die Zunahme der Korngröße nach Norden hin spricht für größere Randnähe der nördlichen Gebietsteile, eine Annahme, die im Einklang steht mit den Verhältnissen im Tremadoc von Sachsen und Thüringen, wo v. Gaertner (1932) ein Festland im NW annahm.

Die Buntschieferfazies im Ordovizium ist auf eine schmale, randnahe Zone des Bober-Katzbach-Gebirges beschränkt.

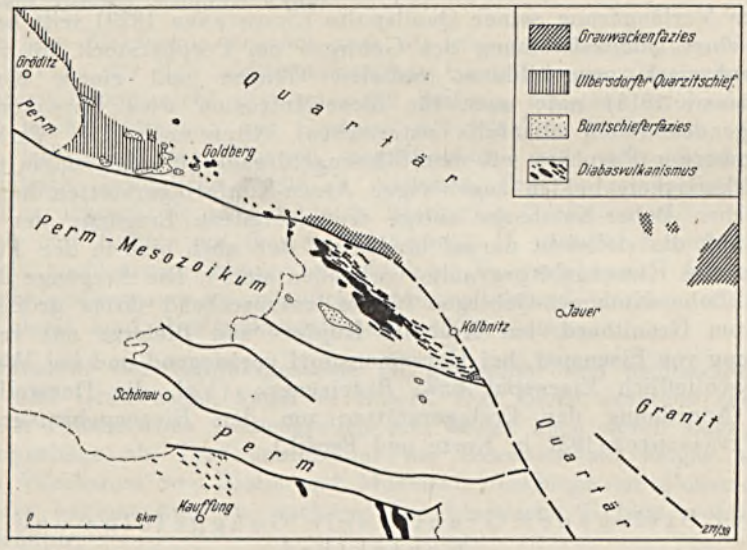


Abb. 2. Übersicht der Fazies und des Diabasvulkanismus im Ordovizium des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges und anschließender Teile des Sudetenvorlandes

Der ordovizische Diabasvulkanismus zeigt seine stärkste Häufung in einer Zone nahe am Nordostrande des Bober-Katzbach-Gebirges, vor allem auf Blatt Kolbnitz (s. Abb. 2). Ein zweites Zentrum des jüngeren Diabasvulkanismus liegt in der Bolkenhainer Gegend, wo man auch zugehörige Tuffe und Effusiva kennt. Im übrigen Gebiet fehlen jüngere Diabase oder treten nur sehr zerstreut auf. Auffallend ist das enge Nebeneinandervorkommen der ordovizischen Diabase am Gebirgsrande mit den ordovizischen Buntschiefern. Beide Zonen verlaufen in ihrer ganzen Länge dicht nebeneinander (s. Abb. 2), so daß man an eine genetische Verknüpfung denken könnte. Hierauf deutet auch eine Tuffkomponente im Buntschiefer von Moisdorf hin (vgl. S. 562 f.).

II. Gesteine der variszischen Ära

Sedimente der variszischen Ära, also der Zeit zwischen der kaledonischen und variszischen Gebirgsbildung, sind im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge nicht vorhanden und wohl auch gar nicht zur Ablagerung gekommen. Das Untersuchungsgebiet hat in dieser Zeit hoch gelegen und war der Abtragung ausgesetzt (Bederke 1929 a, S. 506 ff.). Wohl aber haben die großen granitischen Intrusionen der Karbonzeit das nordöstliche Bober-Katzbach-Gebirge mitbetroffen, die Tiefengesteine und ihr Ganggefolge durchsetzen das altpaläozoische Gebirge, haben es stellenweise kontaktmetamorph verändert und sind jetzt zum Teil bloßgelegt.

a) Das Ganggefolge des Riesengebirgsgranits

Für den Riesengebirgsgranit hat W. E. Petrascheck (1938) ein hochoberkarbonisches Alter bestimmt (asturisch, Wende Westfal/Stefan). In der nördlichen Verlängerung seiner Quellspalte (Schwinner 1929) tritt bei Altenberg an einer Queraufwölbung des Gebirges ein Porphyrstock mit zum Teil granitporphyrisch ausgebildeten radialen Gängen und einem Kontakthof (Zimmermann 1915) auf; auch für diese Intrusion wies Petrascheck ein vorrotliegendes (wohl ebenfalls asturisches) Alter nach. Die Verknüpfung des Altenberger Porphyrs mit dem Riesengebirgsgranit geht zudem noch aus der Gleichartigkeit beiden zugehöriger Arsen-Kupferlagerstätten hervor. Im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge treten weitere Erzgänge der gleichen Abfolge auf, die vielleicht darauf hindeuten, daß auch hier in der Tiefe noch Ausläufer des Riesengebirgsgranits vorhanden sind[6]). Die Erzgänge des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges führen, entsprechend ihrem größeren Abstande vom Granitherd, bei Kolbnitz Kupfer- und Bleierze mit reichlicher Beimengung von Eisenspat, bei Herrmannsdorf vorwiegend und bei Willmannsdorf ausschließlich Eisenspat bzw. Roteisenerz. (Vgl. die Darstellung der zonaren Anordnung der Erzlagerstätten um den Riesengebirgsgranit bei W. E. Petrascheck 1937 in Karte und Profil.)

b) Der Striegauer Granit, sein Ganggefolge und sein Kontakthof

Das Striegauer Granitmassiv sitzt diskordant im Faltenbau der altpaläozoischen Schiefer des Sudetenvorlandes. In Analogie mit dem Riesengebirgsgranit wird ihm ein variszisches Alter zugeschrieben. Doch zeigen sich gegenüber dem Riesengebirgsgranit bedeutende Unterschiede, wie das Fehlen eines granitporphyrischen und lamprophyrischen Ganggefolges und juveniler Erzgänge (Cloos 1922). Lediglich durch Aplit- und Quarzgänge ist der Striegauer Granit ausgezeichnet. Cloos (1922, S. 12) vermutet auch einen verschiedenen Stoffbestand der Granite in den Sudeten und im Sudetenvorland. Diese Unterschiede verbieten die Annahme eines direkten Zusammenhanges in der Tiefe zwischen dem Striegauer und dem Riesengebirgsgranit, selbst wenn beide im Alter wirklich übereinstimmen sollten.

Der Striegauer Granit ragt nur mit seinen nordwestlichen Ausläufern ins Untersuchungsgebiet hinein. Bei Moisdorf ist er noch am Sudetenrandbruch erschlossen. Nordwestlich hiervon tritt seine Schieferhülle an das Bober-Katzbach-Gebirge heran. Südlich von Seichau liegt in diesen Schiefern ein letzter kleiner Granitaufbruch (s. Abb. 3, S. 576), zu dem auch ein kleines Aplitvorkommen 1,2 km weiter nordwestlich gehört. Um den Granitaufbruch zieht sich eine etwa 200 m breite Zone, in der die Gesteine des Sudetenvorlandes deutliche Anzeichen von Kontaktmetaphorphose zeigen, wobei diese Erscheinung megaskopisch deutlicher ausgeprägt ist als mikroskopisch. Grau-

6) Bederke (1935) deutet auch eine Durchalbitisierung der Schiefer des Bober-Katzbach-Gebirges als Wirkung eines Magmaherdes in der Tiefe, in der nördlichen Fortsetzung des Riesengebirgsgranits. Doch scheint es zweifelhaft, ob die Albitimprägnation wirklich auf das posttektonische Riesengebirgsgranit-Magma zurückzuführen ist.

wacken nehmen eine bräunlich-violette Farbe an, Unterschiede in der Feinschichtung treten allgemein deutlicher hervor, manche Ton- und Grauwackenschiefer weisen eine feine Sprenkelung auf, die sich bis zur Bildung von Flecken und Knoten steigern kann.

Unter dem Mikroskop erkennt man als einzige durchgängige Neubildung Biotit, der den nichtmetamorphen Gesteinen im allgemeinen fehlt. Die Biotitneubildung steht erst ganz im Anfang, meistens beobachtet man nur eine Durchschwärmung des Gesteins mit winzigen Individuen, die aber oft schon ausreicht, dem Gestein megaskopisch und mikroskopisch eine charakteristische bräunliche Farbe zu verleihen. Erst in unmittelbarer Nähe des Granites nehmen die neugebildeten Biotite an Größe zu und ziehen sich zu Flecken und Knoten im Gestein zusammen. In einigen Kontaktschiefern zeigen sich auch einige kleine neugebildete Turmaline. Alle übrigen Gemengteile gehören zum ursprünglichen Mineralbestand, einzelne, wie Muskowit und Chlorit, sind aber umkristallisiert und gewachsen.

Die Struktur der Kontaktgesteine ist gegenüber den nichtmetamorphen Schiefern und Grauwacken kaum verändert. Der Biotit entsteht aus schon vorhandenen chloritischen Gemengteilen und bildet auch deren Lage in der Schieferungsebene ab. Erst unmittelbar am Granitkontakt zeigen sich bei stärkerem Wachstum von Biotit und Muskowit Anklänge an Siebstrukturen. Auch Quarz beginnt hier zu wachsen, das klastische Gefüge weicht einer Pflasterstruktur.

III. Gesteine der alpidischen Ära

Nach Abschluß der variszischen Gebirgsbildungen und Intrusionen legt sich das permisch-mesozoische Deckgebirge über das gefaltete Altpaläozoikum. Auf die Schichtfolge sei hier nicht näher eingegangen.

Der Tertiärzeit gehören die sehr zahlreichen Basaltvorkommen des Bober-Katzbach-Gebirges und Sudetenvorlandes an. Für die deckenförmigen Ergüsse von Bremberg und Haynau vermutet Berg (1935) ein prämiozänes Alter[7]), die große Mehrzahl der gang- und stockförmigen Basalte und zugehörigen Tuffe dürfte miozänen Alters sein. Tertiäre Sedimente sind vorwiegend unter Diluvium im Sudetenvorlande verbreitet (s. Abb. 1, S. 559). Im Liegenden der Basalttuffe von Bremberg und Hennersdorf sind kleine Kohlenvorkommen bekannt, die bei einem prämiozänen Alter dieser Basalte ebenfalls ins Alttertiär gehörten. Die übrigen tertiären Sedimente (Sand, Kies, Ton und kleine Braunkohlenflöze) gehören ins Jungtertiär. Es sind sowohl miozäne wie pliozäne Ablagerungen bekannt.

Das Diluvium bedeckt das Sudetenvorland großenteils in geschlossener Decke, das Bober-Katzbach-Gebirge lückenhaft, aber zum Teil auch in größeren Flächen. Neben Bildungen einer älteren Eiszeit (Geschiebelehm und Schotter) ist vor allem der jungdiluviale Löß weit verbreitet.

---

7) Hiermit in Einklang steht eine absolute Altersbestimmung des Basaltes vom Breitenberg, Kreis Jauer (höchstwahrscheinlich ist der Breitenberg bei Bremberg gemeint) von W. D. Urry. Mit Hilfe der Heliummethode wurde ein Alter dieses Basaltes von 36 $\pm$ 2 Millionen Jahren gefunden.

B. Lagerungsverhältnisse

Der auffallendste Zug im heutigen Bau des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges und seines Vorlandes ist die Zusammensetzung aus verschiedenen, zum Teil durch große Brüche begrenzten Einheiten. Mesozoische Mulden und Gräben schneiden altpaläozoische Kerne heraus, die wieder in sich durch Brüche in einzelne Schollen zerlegt sind (s. Abb. 1, S. 559). Im Westen sind es die permisch-mesozoischen Mulden von Gröditz und Haasel, welche als Ausläufer der großen Löwenberger Kreidemulde den älteren Bau verhüllen. Die einzelnen Teilmulden sind seitlich durch Brüche begrenzt. Im Süden springt der nur wenige Kilometer breite Schönauer Rotliegendgraben bis zum Gebirgsrande nach Osten vor.

Der Sudetenrandbruch trennt die großen paläozoischen Schollen der Sudeten (Bober-Katzbach-Gebirge) und des Sudetenvorlandes. Das nordöstliche Bober-Katzbach-Gebirge wird durch das gleiche Bruchsystem unterteilt, welches die mesozoischen Einheiten abgrenzt. Es werden die paläozoischen Teilgebiete von Goldberg-Ulbersdorf, Kolbnitz und Reichwaldau sowie die Diabasscholle von Jägendorf herausgeschnitten.

Die in Schichtfolge und Baustil recht unterschiedlichen Teile des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges lassen erkennen, daß die verschiedensten gebirgsbildenden Vorgänge an der Ausgestaltung mitgewirkt haben. Daher sei im folgenden zunächst die Zeitlichkeit der gebirgsbildenden Vorgänge behandelt.

I. Das Alter der Gebirgsbildungen

a) Kaledonische Bewegungen

Das Altpaläozoikum des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges erfuhr seine Ausgestaltung durch die kaledonische Gebirgsbildung, welche dort also die Hauptfaltung ist. Spätere Gebirgsbildungen haben den inneren Bau des Untersuchungsgebietes kaum noch berührt. Auf die kaledonische Orogenese sind also alle Faltungen, Schuppungen, Überschiebungen, ferner Schieferung und Metamorphose im Altpaläozoikum zurückzuführen.

Die altpaläozoische Schichtfolge ist in sich konkordant bis zum Ende des Ordoviziums. Erst das Gotland greift stellenweise bis auf unterordovizische Schichten vor, wodurch sich eine merkliche Diskordanz offenbart, die auf eine Vorfaltung zwischen Ordovizium und Gotland, also in der takonischen Phase hindeutet. Hiermit in Einklang steht eine klastische Ausbildung an der Basis des Gotland, die man stellenweise unter den Kieselschiefern beobachtet (vgl. S. 565 f.).

Die Hauptfaltung ereignete sich aber erst nach Ablagerung des Gotland, wobei die genaue zeitliche Eingliederung unbestimmt bleiben muß, denn die Schichtfolge hört mit dem Gotland auf, und an jüngeren Schichten transgredieren diskordant erst Oberdevon und Kulm der innersudetischen Mulde (Zimmermann 1919, Bederke 1924), wobei metamorphe Gesteine des Altpaläozoikums in diesen Schichten aufgearbeitet vorkommen. Es ergibt sich daraus das vorvariszische Alter der Gebirgsbildung im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge.

b) Variszische Bewegungen

Zur Zeit der variszischen Gebirgsbildung lag das östliche Bober-Katzbach-Gebirge hoch und wirkte als Rahmen der Faltung, welche die angrenzenden Sedimentationsräume betraf. Die Einwirkung dieser Faltung auf den Rahmen selbst war gering, wobei sich mangels geeigneter Sedimente solche Einwirkungen direkt auch gar nicht nachweisen lassen.

Block führt eine horstartige Heraushebung des Kauffunger Sattels im zentralen Bober-Katzbach-Gebirge auf variszische Bewegungen zurück. Ich möchte eine Schleppung des Faltenbaus am Sudetenrande bei Moisdorf (Blatt Kolbnitz) ebenfalls hierher rechnen. Eine jungvariszische Anlage dürften auch einige der großen Brüche, wie der Sudetenrandbruch besitzen.

Die Hauptphase der variszischen Gebirgsbildung ist die sudetische zwischen Unter- und Oberkarbon. Weitere Bewegungen sind nur außerhalb des Bober-Katzbach-Gebirges zu erkennen und treten an Bedeutung weit zurück.

c) Saxonische Bewegungen

In saxonischer Zeit erfuhr die germanotype Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges, welche in der variszischen Ära eingeleitet wurde, ihre weitere Ausgestaltung. Die permisch-mesozoisch-tertiäre Schichtfolge läßt mehrere Phasen dieser Gebirgsbildung erkennen.

Stellenweise beobachtet man eine Diskordanz zwischen dem Unter- und Oberrotliegenden, welche also auf die saalische Phase zurückgeht. Auch die Wilsbachspalte (Zimmermann 1936) dürfte in der saalischen Phase aufgerissen sein. Sie ist unter mesozoischen Schichten verborgen (s. Abb. 1, S. 559) und trennt ein Gebiet mächtiger Rotliegendentwicklung von einem Gebiet, in dem das Unterrotliegende fehlt. In ihrer östlichen Verlängerung liegt die Jägendorfer Verwerfung, welche innerhalb altpaläozoischer Schichten einen bedeutenden Verwurf bewirkt. Vielleicht ist auch diese saalischen Alters. Die saalische Gebirgsbildung, welche gewöhnlich noch in die variszische Ära gestellt wird, ist hier zweckmäßig mit den saxonischen Faltungen zusammen zu behandeln, da die permisch-mesozoische Schichtfolge eine geschlossene Einheit über dem gefalteten Grundgebirge bildet und eine Trennung in verschiedene tektonische Zeitalter wegen der geringen saalischen Diskordanz unnatürlich wäre.

Im Mesozoikum ist eine älteste vorcenomane Gebirgs- und Bruchbildung nachzuweisen, da bei Hermsdorf das Cenoman diskordant über Muschelkalk auf Buntsandstein übergreift. Die Haupteinmuldung der mesozoischen Schichten, ihr Einsinken und ihre Staffelung an Bruchlinien erfolgte aber erst in nachsenoner Zeit und vor der Bildung der subsudetischen (obermiozänen) Braunkohlen und des Basaltvulkanismus. Für die Oberlausitz nimmt Beyer (1933) ein voroberoligozänes Alter der Krustenbewegungen an. Später, nach Ablagerung des subsudetischen Mio-Pliozäns erfolgte noch ein Wiederaufleben des Sudetenrandbruches und eine allgemeine Heraushebung des vordem tiefliegenden Bober-Katzbach-Gebirges. Eine jüngste Querstörung verwirft südlich von Seichau auch noch den Sudetenrandbruch.

II. Die Art der Gebirgsbildungen

Zwei verschiedenartige tektonische Baustile sind im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge zu beobachten. Einmal alpinotyp gebaute Gebiete des Altpaläozoikums, andererseits die vom permisch-mesozoischen Deckgebirge gebildeten saxonischen Einheiten. Im folgenden werden die einzelnen Gebirgsteile nach ihrem Bau behandelt.

a) Der alpinotype Bau

Die alpinotyp gebauten altpaläozoischen Gebiete des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges gliedern sich in eine durch jüngere Brüche weiter unterteilte Falten- und Schuppenzone, an deren Aufbau vorwiegend silurische Schichten beteiligt sind, und in eine geschlossene Masse kambrischer Diabase und Grünschiefer. Beide sind nicht nur hinsichtlich ihres Gesteinsaufbaus verschieden, sondern auch in ihrer tektonischen Stellung. Ihnen gegenüber steht das Schiefergebirge des Sudetenvorlandes mit dem Striegauer Granit.

1. Die Falten- und Schuppengebiete der Bober-Katzbach-Scholle

α) Die Zone von Kolbnitz (siehe Abb. 3, S. 576)

Westlich von Kolbnitz, vom Sudetenrandbruch bis an die permisch-mesozoische Haaseler Mulde, erstreckt sich ein Gebiet paläozoischer Falten und Schuppen. Diese werden bei Moisdorf vom Sudetenrandbruch abgeschnitten, biegen aber sehr bald um und streichen dann auf längere Erstreckung nordwestlich, parallel zum Sudetenrandbruch. Erst südlich von Seichau schwenkt dieser in die WNW-Richtung ein. Hier setzen die Falten der Kolbnitzer Scholle wieder gegen ihn ab, biegen dann aber ebenfalls in die WNW-Richtung um. Im Süden wird der gesamte Faltenbau spitzwinklig von der Jägendorfer Verwerfung abgeschnitten und gegen Diabas verworfen.

Der Falten- und Schuppenbau ist außerordentlich intensiv. Kaum ein Faltenelement läßt sich auf längere Erstreckung verfolgen, die meisten zerschlagen sich in starker Spezialfaltung, reißen rasch ab oder heben sich axial heraus. Dazu kommt im mittleren Teil der Kolbnitzer Zone ein starker ordovizischer Diabasvulkanismus, der schon mit seinen unregelmäßig intrudierten Lagergängen wesentlich zur Verwirrung des tektonischen Bildes beiträgt. Darüber hinaus führte der Gegensatz von relativ mobilen Tonschiefern und feinquarzitischen Sedimenten gegenüber starren Diabaslagern noch zu disharmonischen Bewegungen, so daß kaum eine Grenzfläche zwischen verschiedenen Schichten vorliegt, die keine Abscherungsfläche darstellt.

Trotz all dieser Schwierigkeiten läßt sich im großen aber doch eine Gliederung des Faltenbaus erkennen. Man kann in der zonaren Anordnung der einzelnen kambrischen Grünschiefervorkommen zwei Großsattelzonen sehen, die untereinander durch ordovizische Schieferzonen getrennt sind. Die hochordovizischen dunklen Tonschiefer mit einzelnen Resten gotlandischer Quarzite und Kieselschiefer sind als Muldentiefstes anzusehen (s. Abb. 3 und 4, S. 576 und 577).

Die erste dieser Grünschieferzonen verläuft von Kolbnitz, wo sie am Sudetenrandbruch abschneidet, nahe am Gebirgsrande entlang bis südlich von

Seichau, wo sie wieder gegen den Randbruch absetzt. Die zweite kambrische Zone ist in eine Reihe von Einzelsätteln aufgelöst. Ein Teilstück verläuft vom Randbruch bei Moisdorf bogenförmig bis zum Höllengraben, wo es von einer Querstörung abgeschnitten wird. Bei Pombsen setzt der Grünschiefer erneut ein, wird aber gleich wieder an einer Querstörung unterdrückt. Etwa 1 km nördlich von Oberpombsen erscheint aber ein weiterer Grünschiefersattel, der den vorigen ablöst. Er verläuft in beträchtlicher Breite bis Willmannsdorf, wird hier 700 m nach Norden querverworfen und schneidet bald an einer neuen Querstörung endgültig ab. Ein dritter, aber nur unbedeutender Grünschiefersattel baut den Burgberg unmittelbar am Gebirgsrande nordwestlich von Kolbnitz auf.

Die Grünschiefersättel werden von Silurmulden flankiert. Dabei ist die Einmuldung außen im NO und SW ziemlich regelmäßig und ruhig. Westlich der Buschhäuser liegt eine 2 km lange Mulde von dunklem Gotland-Quarzit, bei Pombsen stellen sich einige Spezialmulden mit gotlandischen Kieselschiefern im Kern ein. In der Zentralzone dagegen, zwischen den beiden Grünschiefersätteln, ist die Einmuldung weder so tief noch so ruhig wie in den Außenzonen. Sie geht nur bis zum höheren Ordovizium und ist durch disharmonische Spezialfaltung und Schuppung sehr gestört.

Aus der Großanordnung der ordovizischen Schichten in den Muldenzonen ist eine auch im einzelnen immer wiederkehrende Asymmetrie und Überfaltung der Sättel nach NO zu erkennen: An den nordöstlichen Sattelflanken ist das tiefere Ordovizium weitgehend unterdrückt, die kambrischen Grünschiefer grenzen im NO meistens unmittelbar an höheres Ordovizium. Diese Großüberfaltung steigert sich am nordöstlichen Grünschiefersattel zu einer deckschuppenartigen Überschiebung, indem hier der Grünschiefer westlich der Buschhäuser weit über die dunklen Schiefer nach NO vorspringt. Über der Mulde der gotlandischen schwarzen Quarzite bildet der Grünschiefer sogar eine isolierte schwimmende Scholle, die im Kern dieser Mulde eingefaltet wurde und so vor der Abtragung geschützt blieb (s. Abb. 3 und 4, S. 576 und 577). Aus dem Kartenbild geht das flache Auflager des Grünschiefers auf dem Gotlandquarzit sehr deutlich hervor. Der Grünschiefer kann hier also nicht als Einschuppung gedeutet werden. Diese Grünschieferscholle muß vielmehr mit der Überschiebung des Hauptsattels in Verbindung gebracht werden, denn man kann sie nicht als das normale Hangende der Quarzite ansehen, da gotlandische Grünschiefer sonst nirgends bekannt geworden sind. — Auch der Grünschieferzug von Willmannsdorf läßt an seiner Nordostseite durch das unregelmäßige Angrenzen an verschiedene Gesteine des höheren Ordoviziums eine Aufschiebung nach NO vermuten.

Diese NO-Vergenz der Bewegung bildet sich nicht nur in der Großtektonik ab. Die großen Faltenzüge sind in sich intensiv isoklinal gegen NO verfaltet und verschuppt, und auch die Kleinfaltenbilder im Einzelaufschluß zeigen die gleiche Bewegungsrichtung an. Die Schieferung fällt meistens mit der Schichtung zusammen, das vorwiegend südwestliche Einfallen schwankt mit wenigen Ausnahmen zwischen 15 und 70°. Den Faltenachsen parallel verläuft eine fast überall zu beobachtende Striemung, entstanden aus der Kombination von Schieferung und einer Schubklüftung. Die Striemung zeigt ein überwiegendes nordwestliches Axialgefälle an, das 20° aber nur selten übersteigt und sich westlich von Kolbnitz auf kleine Erstreckung in

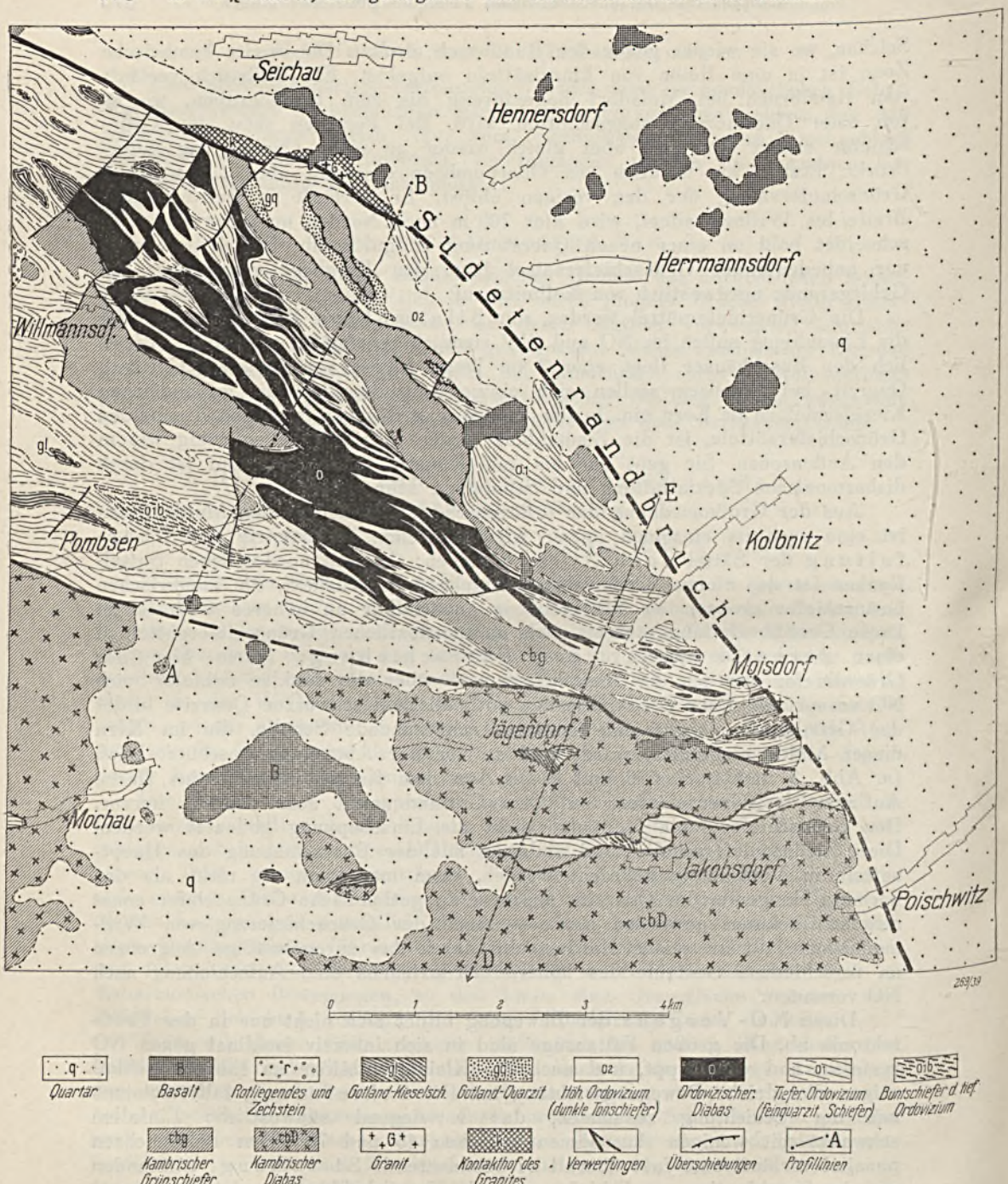


Abb. 3. Geologisch-tektonischer Bau des Bereiches von Meßtischblatt Kolbnitz. Zugehörige Profile s. Abb. 4, S. 577

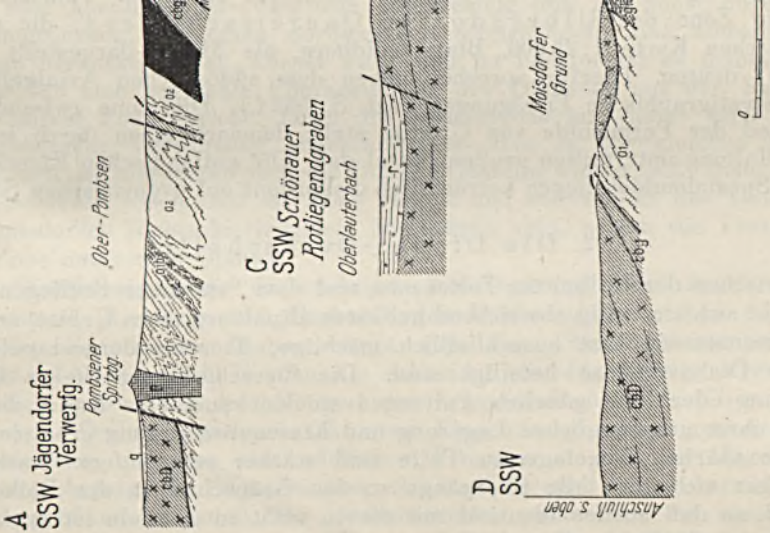
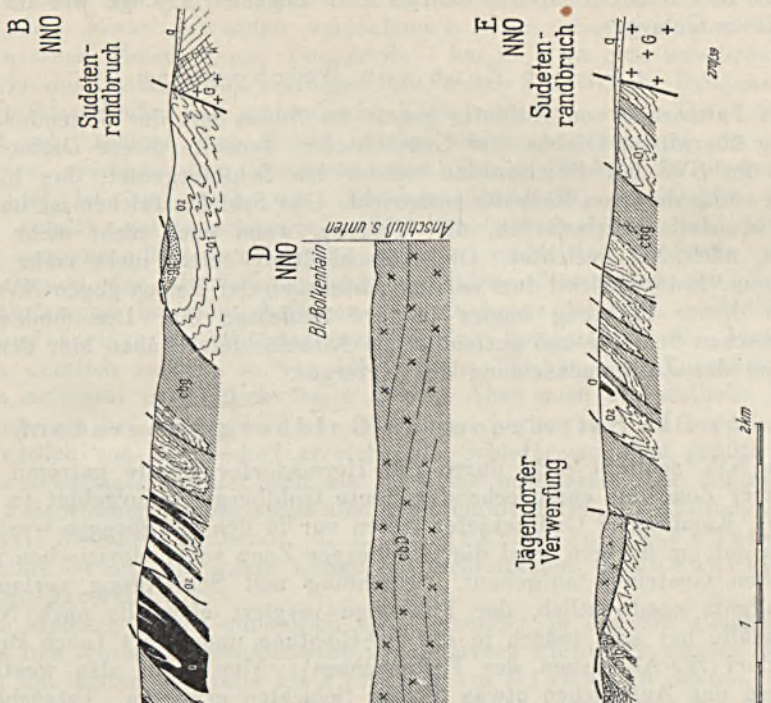


Abb. 4. Profile durch das nordöstliche Bober-Katzbach-Gebirge. Lage der Profile und Zeichenerklärung s. Abb. 3, S. 576 (r bedeutet hier nur Rotliegendes)


B
NNO
Sudeten-
randbruch
D
NNO
Bl. Bolkenhain
Anschluß s. unten
E
NNO
Sudeten-
randbruch
Jägendorfer
Verwerfung
2km

entgegengesetzte Richtung umkehrt. Schieferung und Striemung zeigen im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge also umgekehrte Lage wie im übrigen Teil dieses Gebirges.

β) Die Zone von Reichwaldau

Die Faltenzone von Kolbnitz grenzt im Süden mit der Jägendorfer Verwerfung überall an Diabas und Grünschiefer. Jenseits dieser Diabaszone erscheint im SW bei Reichwaldau wieder ein Schiefergebiet, das in seinem Aufbau völlig dem von Kolbnitz entspricht. Das Schichtstreichen ist im wesentlichen ebenfalls nordwestlich, die Vergenz, wenn auch nicht mehr so ausgeprägt, nach NO gerichtet. Die Aufschlußtiefe reicht nicht mehr bis zum Kambrium. Entsprechend dem axialen Abtauchen der Falten gegen NW stellen sich in dieser Richtung immer jüngere Schichten ein. Die dunklen hochordovizischen Schiefer und gotlandischen Kieselschiefer haben hier den Hauptanteil an der Zusammensetzung des Gebirges.

γ) Die Sattelzone von Goldberg-Ulbersdorf

Im NW schließt sich, durch die Hermsdorfer Spalte getrennt, an die Kolbnitzer Zone das entsprechend gebaute Goldberger Silurgebiet (s. Abb. 1, S. 559). Kambrische Grünschiefer treten nur in den Burgbergen westlich von Seichau auf, im übrigen wird die Goldberger Zone von ordovizischen und gotlandischen Gesteinen aufgebaut. Schichtung und Schieferung verlaufen wie bei Kolbnitz nordwestlich, der Faltenbau vergiert ebenfalls nach NO. Das Axialgefälle hat sich jedoch in die SO-Richtung umgekehrt (nach Block bei Hermsdorf SO-Abtauchen der Faltenachsen). Man kann also westlich von Goldberg das Auftauchen etwas älterer Schichten erwarten. Tatsächlich läßt sich die Zone des Ulbersdorfer Quarzitschiefers, die auf der geologischen Karte 1:25 000, Blatt Goldberg, als Mulde dargestellt ist, als Sattel deuten. Hierfür sprechen neben dem südöstlichen Axialgefälle vor allem stratigraphische Erwägungen (vgl. S. 562 f.). Die Zone zwischen Goldberg und der Permmulde von Gröditz stellt demnach einen durch isoklinale Spezialfaltung unterteilten großen Sattel dar. Die gotlandischen Kieselschiefer in den Spezialmulden liegen beträchtlich diskordant auf ordovizischen Schichten.

2. Die Diabas-Deckscholle

Zwischen der Kolbnitzer Faltenzone und dem Schönauer Rotliegendgraben erstreckt sich ein völlig abweichend gebautes altpaläozoisches Gebiet, an dessen Zusammensetzung fast ausschließlich mächtige, übereinandergestapelte kambrische Diabasergüsse beteiligt sind. Die Verschieferung dieser Gesteine ist gering oder fehlt gänzlich, Faltungen spielen kaum eine Rolle, die Laven sind in ihrer ursprünglichen Lagerung und Kissenabsonderung erhalten. Lediglich die spärlich eingelagerten Tuffe sind stärker verschiefert. Nach Süden hin zeigen sich aber alle Übergänge zu den Grünschiefern der Bolkenhainer Gegend, so daß an der Identität mit diesen nicht zu zweifeln ist (vgl. S. 566). Auf den geologischen Karten Schönau, Kauffung und Bolkenhain sind diese Diabase daher auch als „Grünschiefer" ausgeschieden.

Über ihre Lagerung im Verhältnis zu der Faltenzone von Kolbnitz war bisher nichts bekannt, da die Diabase ja an einer Störung, der Jägendorfer Verwerfung, an die Kolbnitzer Zone grenzen. Innerhalb des Diabasgebietes

treten aber an einigen Stellen jüngere Gesteine auf, deren Lagerungsverhältnisse ein Licht auf den Verband der Diabase mit der Schieferzone werfen.

In einer etwas gewunden verlaufenden Zone, die sich vom Gebirgsrande zwischen Moisdorf und Poischwitz 7 km in etwa ost—westlicher Richtung durch das Diabasgebiet verfolgen läßt, treten ordovizische feinquarzitische Schiefer, Buntschiefer und gotlandische Kieselschiefer zutage. Diese Schieferzone ist sehr schmal, ihre Breite beträgt durchschnittlich nur etwa 200 m. Sie bildet zwischen den Diabasen eine flache Senke. In ihrem westlichen Teil ist sie stark von Diluvium überdeckt, im Osten dagegen ist sie relativ gut erschlossen. Hier beobachtet man nun, daß die seitlich angrenzenden kambrischen Diabase nicht das Liegende sondern das Hangende der silurischen Schiefer bilden. Namentlich am Nordrand der Schieferzone ist das Auflager des Diabases deutlich. Nördlich von Jakobsdorf springt die Diabasgrenze in den Seitentälern des Moisdorfer Grundes deutlich zurück, so vor allem beim Tälchen von Tillenbrunn und bei dem Seitental nordöstlich von P. 365,4. Aber auch die südliche Diabasgrenze springt bei Jakobsdorf um die Berge herum ins Tal zurück. Etwa 1 km westlich von Jakobsdorf erreicht die Schieferzone ihre größte Breite. Das Diabasauflager erweist sich als flach bis mittelsteil. Die Silurschieferzone im kambrischen Diabas stellt also keine muldenförmige Einfaltung sondern einen sattelförmigen Aufbruch, d. h. ein tektonisches Fenster dar. Der Diabas ist auf die ganze Länge der Schieferzone deckenartig über diese hinweggeschoben.

Eine kleinere Fläche südöstlich von Jägendorf, in der die gleichen ordovizischen bzw. gotlandischen Gesteine zutage treten wie in der großen Schieferzone, ist am besten ebenfalls als Fenster im Diabas zu deuten. Hierfür spricht eine ebenfalls ost—westliche Erstreckung und die sonst unverständliche Umgrenzung, die einen nordwestlich streichenden, also abweichenden, Faltenbau herausschneidet. Dieser Faltenbau im Fenster ist es insbesondere, der sehr für eine regionale Überschiebung des Diabases auf den Faltenbau der Kolbnitzer Zone spricht. Denn die Schieferzone im Diabas setzt den an der Jägendorfer Verwerfung abgeschnittenen Bau in der gleichen Streichrichtung fort, und hier treten auch die gleichen Gesteine wieder auf. Insbesondere die Buntschiefer, welche auf die Zone südlich und südwestlich des Moisdorf—Willmannsdorfer Grünschiefersattels beschränkt sind, zeigen die Fortsetzung dieser Zone unter dem Diabas.

Die Auffindung einer deckenartigen Überlagerung führt zu der Frage nach Ausmaß, Richtung und Herkunft des Deckenschubes. Aus der Lage der beiden Fenster im Diabas ergibt sich eine Überschiebungsweite von wenigstens 1,5 km. Nach Norden hin schneidet die Jägendorfer Verwerfung den Diabas spitzwinklig zum Verlauf der Fensteraufbrüche ab. Hier ist der überschobene Diabas gegen sein tektonisch Liegendes grabenartig eingesunken. Die Entfernung zwischen der südlichen Fensterzone und der Jägendorfer Verwerfung beträgt im Westen über 2,5 km. Es sind aber Anzeichen für ein noch größeres Ausmaß des Deckenschubes vorhanden. So spricht insbesondere der Gegensatz in der Gesteinsausbildung in der Diabasdecke und im überfahrenen Faltengebiet in diesem Sinne. Die kambrischen Gesteine liegen im Kolbnitzer Gebiet in Form stark geschieferter und metamorpher diabasischer Gesteine mit einem hohen Prozentsatz an Tuffen vor. Die Diabasdecke setzt sich dagegen ganz vorwiegend aus kaum geschieferten

Diabasen zusammen, Tuffe sind nur verschwindend wenig vertreten. Hier liegen gleichalte Serien in recht verschiedener primärer und metamorpher Fazies nebeneinander, was sehr für eine bedeutende tektonische Annäherung spricht.

Für die Richtung des Deckenschubes ergibt sich ein Anhaltspunkt in der ganz eindeutigen NO-Vergenz der überfahrenen Scholle. Wir müssen für den Deckenschub, der ja der gleichen kaledonischen Gebirgsbildung angehört, die gleiche Richtung annehmen.

Die Wurzel der Decke wäre somit im Süden bis Südwesten zu suchen. Hier findet man auch für die mächtigen Diabase am ersten vergleichbare Gesteinsfolgen in den Grünschiefern der Bolkenhainer Gegend, welche auch auf Diabasmassenergüsse zurückgehen. Wie weit die Wurzel der Diabasdecke nach Süden zurückverlegt werden muß, ist jedoch nicht sicher anzugeben, da gerade der entscheidende Verband der Diabase mit den südlich anschließenden Gesteinen unter dem Schönauer Rotliegendgraben verborgen ist. Bis zum Rotliegendgraben kann man wohl die völlig einheitlichen Diabase der Deckeneinheit zurechnen, so daß man also als Schubweite zumindest den Abstand vom Schönauer Rotliegendgraben bis zur Jägendorfer Verwerfung, d. h. mindestens 6 km, annehmen kann (s. Abb. 1, S. 559). Man darf dann die Grenze der Schieferzone von Reichwaldau gegen den Diabas ebenfalls als Überschiebungsrand ansehen.

Bei der Annahme einer anderen Schubrichtung würde man über die Herkunft der Diabasdecke dagegen völlig im ungewissen sein.

Wieweit südlich des Schönauer Rotliegendgrabens ebenfalls Deckenstrukturen vorliegen, bedarf noch näherer, insbesondere kleintektonischer Untersuchung. Manches spricht hier ebenfalls im Sinne von Deckenbau, wie vor allem ein südöstliches axiales Abtauchen ordovizischer und gotlandischer[8]) Schichten gegen das nach Norden herumgebogene Algonkium des Kauffunger Sattels am Tannenberg bei Ober-Leipe. Doch weist die Tektonik im Kauffunger Sattel schon eine deutliche SW-Vergenz auf (Block), so daß die Verbindung mit den Verhältnissen im Norden bei Kolbnitz noch nicht geklärt ist. Keinesfalls aber möchte ich die aufgeschobenen Diabase bei Jägendorf mit der südlichsten Grünschieferzone des Bober-Katzbach-Gebirges (Bleiberge, Nimmersath, Bolkenhain) verbinden. Diese Grünschiefer deutete Schwarzbach (1936 a und b) als Überschiebungsdecke, ohne jedoch seine Annahme genügend zu begründen.

3. Das subsudetische Schiefergebirge und der Striegauer Granit

Durch den Sudetenrandbruch vom Bober-Katzbach-Gebirge getrennt, treten, meistens als isolierte Hügel im Flachland, die Gesteine des Sudetenvorlandes

8) Dahlgrün (1934) hält die dortigen Kieselschiefer allerdings für algonkisch wegen ihrer höheren Metamorphose. Fabian (1938 a) wies demgegenüber darauf hin, daß petrographische Eigenschaften zur Altersbestimmung von Kieselgesteinen unbrauchbar sind. Gerade bei Ober-Leipe würde sich die höhere Metamorphose der Kieselschiefer auch durch die Annahme von Deckenbau zwanglos erklären, lägen die Kieselschiefer doch in diesem Falle unmittelbar unter dem aufgeschobenen Algonkium.

auf. Nur südlich von Seichau und bei Moisdorf sind Granit und subsudetische Schiefer mit dem Bober-Katzbach-Gebirge verschweißt. Nach Fabian (1939) streichen auch die Falten des Sudetenvorlandes NW—SO und biegen nach O hin mehr in die W—O-Richtung ein. Vielfach ist ein nach NO vergenter, kräftig überkippter, isoklinaler Faltenbau zu erkennen, dem eine ziemlich flach nach SW einfallende Schieferung entspricht. Die Striemung streicht im wesentlichen ebenfalls NW—SO und läßt ein wechselndes, flaches Axialgefälle erkennen.

Am Gebirgsrande bei Seichau fallen Schichtung und Schieferung nordöstlich vom Randbruch zunächst entgegengesetzt wie im Bober-Katzbach-Gebirge, also nach NO bis N ein. Bald zeigt das Einfallen aber wieder SO-Richtung. Es scheint also am Sudetenrandbruch eine Mulde zu liegen, womit auch ein Vorkommen gotlandischer Kieselschiefer in dieser Zone in Einklang steht (s. Abb. 3, S. 576).

In der NW-Ecke von Blatt Kolbnitz geht das Streichen der Schieferung in den subsudetischen Gesteinen über W—O- in SW—NO-Richtung über, die Faltenachsen fallen nach NNW ein, und der ganze Faltenbau der Schiefer-Grauwacken-Serie taucht unter kambrische Grünschiefer. In deren Hangendem folgen wiederum schwarze Tonschiefer, es fehlen aber die charakteristischen Grauwacken. Die Fazies gleicht hier völlig der des Bober-Katzbach-Gebirges. Zwischen der Sudetenvorlandscholle und dem Bober-Katzbach-Gebirge hat hier also der Faziesgegensatz aufgehört. Ob die Aufschiebung der Grünschiefer auf die Schiefer-Grauwacken-Serie eine bedeutende Störung darstellt, oder ob der Fazieswechsel paläogeographisch bedingt ist, muß offenbleiben, da der ältere Gebirgsbau nach Norden hin sehr bald unter Diluvium verschwindet.

Im SO des Gebietes wird das Sudetenvorland durch nordwestliche Ausläufer des Striegauer Granites aufgebaut. Eine schmale Kontaktzone ist südöstlich von Jauer erschlossen und tritt wieder südlich von Seichau zutage (vgl. S. 570 f.). Hier sitzt ein letzter Ausläufer des Granites inmitten von Kontaktschiefern, zu dem auch zwei kleine Aplitgänge 1,2 km weiter nordwestlich gehören.

b) Die germanotype Umgestaltung

1. Die germanotype Tektonik im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge

Der alpinotype Bau des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges wurde in späterer Zeit durch Brüche und flache Faltung in den heute vorliegenden Schollenbau umgestaltet. Große, flachherzynisch streichende permisch-mesozoische Mulden und Gräben sowie mehr oder weniger senkrecht dazu verlaufende Querstörungen gliedern das Bober-Katzbach-Gebirge in sich, während der sudetisch (steilherzynisch) streichende Sudetenrandbruch die Haupteinheiten der Sudeten und des Sudetenvorlandes trennt. Zum Teil mögen diese Störungen schon in variszischer Zeit angelegt sein, im einzelnen lassen sich variszische Bewegungen im Untersuchungsgebiet kaum festlegen. Die Hauptphase der germanotypen Gebirgsbildung fällt jedenfalls in saxonische Zeit, und hierher werden darum auch die meisten derjenigen Verwerfungen gehören, die im heutigen Aufschlußbild nur paläozoische Schichten gegeneinander versetzen.

Im Süden sind im flachherzynischen, langgestreckten Schönauer Graben flach gelagerte Rotliegendschichten eingesenkt. Weiter nördlich ist an der parallelen Jägendorfer Verwerfung überschobener kambrischer Diabas gegen das tektonisch liegende Silur von Kolbnitz abgesunken. Im NW sind die flachherzynischen Mulden von Haasel und Gröditz durch streichende Störungen begrenzt, welche z. T. steile Aufschiebungen darstellen (vgl. Beyer 1933). Nur die SO-Endigungen der Mulden zeigen normales Schichtenauflager bei südöstlicher axialer Heraushebung.

Querstörungen treten im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge im Vergleich zu den herzynischen Brüchen an Bedeutung zurück. Ihre Richtung schwankt weitgehend, ihr Verwurf ist meist nur gering, und dementsprechend sind sie gewöhnlich nur auf kurze Erstreckung zu erkennen. Lediglich bei Willmannsdorf treten zwei Querstörungen stärker hervor (s. Abb. 3, S. 576). Sie schneiden in zwei Staffeln den Willmannsdorfer Grünschieferzug ab und versetzen jungordovizische und gotlandische Schichten gegen ihn.

In jüngerer Zeit entstand auch eine Schleppung der kaledonischen Falten am Gebirgsrande bei Moisdorf, wo das Streichen plötzlich um fast 90° in die ONO-Richtung umbiegt und die Schichten nahezu senkrecht vom Sudetenrandbruch abgeschnitten werden (s. Abb. 3, S. 576). Die benachbarte Jägendorfer Verwerfung erweist sich als jünger, denn sie macht diese Abbiegung nicht mit. Das deutet auf ein relativ hohes, d. h. wohl variszisches Alter der Schleppung hin.

2. Der Sudetenrandbruch

Der Sudetenrandbruch ist, bei älterer Anlage, saxonisch bis in die jüngste Zeit fortbewegt worden. Im Mesozoikum ist an ihm die Scholle des Bober-Katzbach-Gebirges gegenüber dem Sudetenvorland weiter eingesunken, wie das Absetzen des Oberrotliegenden des Schönauer Grabens am Sudetenrandbruch zeigt. Das Rotliegende ist im übrigen auf das Bober-Katzbach-Gebirge beschränkt; die Abtragung, welche im Sudetenvorland alles etwa vorhanden gewesene Rotliegende entfernt hat, ist im Bober-Katzbach-Gebirge nicht so weit vorgeschritten. Erst nach Ablagerung des subsudetischen Mio-Pliozäns trat eine Umkehr der Bewegung ein (Cloos 1922), die Sudeten hoben sich gegenüber dem Vorlande heraus, eine Hebung, die in der heutigen Morphologie des Sudetenrandes zum Ausdruck kommt. War das östliche Bober-Katzbach-Gebirge im Mesozoikum gegen das Vorland eingesunken, so hat es zuletzt eine horstartige Heraushebung erfahren, die aber im Ausmaß hinter der mesozoischen Bewegung zurückbleibt und diese nicht kompensieren konnte. So zeigt die Schichtfolge des Bober-Katzbach-Gebirges auch nach der jüngsten Heraushebung im Vergleich zum Sudetenvorlande noch die ursprüngliche grabenartige Stellung an.

Das Einfallen des Sudetenrandbruches ist im Untersuchungsgebiet nirgends aufgeschlossen. In der Hauptsache, d. h. für die jungpaläozoisch-mesozoischen Bewegungen, ist ein südwestliches Einfallen anzunehmen, was sich indirekt auch aus den zum Sudetenrandbruch parallelen Gangspalten des Kolbnitzer Bezirkes ergibt: Die Erzgänge fallen nach SW ein. Ob bei der jüngst-tertiären Bewegung am Sudetenrandbruch die gleiche Spalte wieder aufriß, also eine Aufschiebung gegen NO stattfand, oder ob neue Zerrspalten mit nordöstlichem Einfallen in der alten Schwächezone aufrissen, muß dahingestellt bleiben.

Diese jüngste Hochbewegung der Sudeten, welche im SO, im Eulengebirge, ihren größten Betrag erreicht, nimmt nach NW hin mehr und mehr ab. Im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge beträgt die Heraushebung des Gebirges gegenüber dem Vorlande am Sudetenrandbruch nur noch höchstens 200 m, und in der Goldberger Gegend ist überhaupt keine eigentliche Bruchstufe mehr nachzuweisen. Das Gebirge scheint hier eher allmählich zum Flachlande abzutauchen. Hierfür spricht auch die Verbreitung des Jungtertiärs unter dem Diluvium des Sudetenvorlandes. Während im SO, bei Hohenfriedeberg, das Tertiär noch unmittelbar an den Randbruch heranreicht, stellt es sich in der Goldberger Gegend erst in einigem Abstande vom Gebirgsrande unter dem Diluvium ein (s. Abb. 1, S. 559). Seine zerlappte Umgrenzung zeigt außerdem, daß es hier nicht mehr von einem Bruch begrenzt wird[9]). Auch hat in der Goldberger Gegend der Gegensatz in der Gesteinsfolge aufgehört, der weiter südöstlich zwischen Sudeten und Sudetenvorland besteht.

Damit bestätigt sich, was man auch aus dem Kartenbild von Blatt Kolbnitz (Abb. 3, S. 576) ersehen kann, nämlich daß der Sudetenrandbruch sich nicht parallel dem Gebirgsrande nach NW fortsetzt, sondern südlich von Seichau in WNW-Richtung abbiegt. Er trennt hier das Bober-Katzbach-Gebirge von den letzten Ausläufern des Striegauer Granits und seiner Kontaktgesteine. Weiter nordwestlich dürfte er sich mit dem Hermsdorfer Sprung vereinigen. In dem WNW-Teil der Störung hat keine jungpliozäne Bewegung mehr stattgefunden. Diese beschränkt sich auf das nordwestlich verlaufende Teilstück am heutigen Gebirgsrande.

Rückblick

Der tektonische Bau des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges läßt Wirkungen der verschiedensten Gebirgsbildungen erkennen. Die kaledonische Hauptfaltung schuf einen alpinotypen Bau, variszisch-saxonische Bewegungen überprägten diesen mit germanotypen Strukturen. Die kaledonische Faltung setzt mit takonischen Bewegungen ein, wie eine Diskordanz zwischen Ordovizium und Gotland zeigt. Die Hauptphase ist jedoch jünger als das Gotland. Die variszisch-saxonischen Bewegungen dauern bis ins jüngste Tertiär an.

Im alpinotyp gefalteten Altpaläozoikum wird ein deckenartiger Bau aufgezeigt. Kambrische Diabase südlich der Jägendorfer Verwerfung ruhen auf dem kambrosilurischen Falten- und Schuppenbau der Kolbnitzer Zone. Tektonische Fenster, in denen sich der Faltenbau der überfahrenen Einheit fortsetzt, ferner ein Gegensatz in der primären und metamorphen Fazies kambrischer grüner Gesteine in den zwei Einheiten von Kolbnitz und Jägendorf führen zu der Annahme größerer horizontaler Verfrachtungen, für die ein Mindestausmaß von 6 km wahrscheinlich gemacht wird.

Die Herkunft der Diabasdecke ist im S bis SW zu suchen. Hier finden sich vergleichbare Gesteine für die Diabase, und auch die eindeutige NO-Vergenz in der überfahrenen Kolbnitzer Zone spricht für einen Schub von SW nach NO.

In der Kolbnitzer Zone herrscht, entsprechend der größeren Mobilität ihrer Gesteine, ein kräftiger, nach NO überkippter, isoklinaler Falten- und

9) Erst in der Bunzlauer Gegend dürfte wieder ein Bruch das Jungtertiär im SW begrenzen, der aber nicht mit dem Sudetenrandbruch zu identifizieren ist.

Schuppenbau. Die Grünschiefersättel sind oft erheblich auf die anschließenden Silurmulden überschuppt. Westlich der Buschhäuser wird an einer solchen Überschiebung eine tektonische Grünschieferklippe über gotlandischen Quarziten nachgewiesen.

Das Goldberg—Ulbersdorfer Silurgebiet wird aus tektonischen und stratigraphischen Erwägungen als Sattelzone gedeutet.

Im Sudetenvorland setzt sich der nordostvergente Faltenbau des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges fort.

In jüngerer Zeit wurden in den kaledonischen Bau an flachherzynischen Brüchen permisch-mesozoische Gräben und Mulden eingesenkt und der alte Bau in eine Reihe von Einzelschollen aufgelöst.

Der Sudetenrandbruch trennt im Mesozoikum das damals tief liegende Bober-Katzbach-Gebirge von dem hochliegenden Sudetenvorland. Erst im ausgehenden Pliozän kehren sich diese Verhältnisse um, das Bober-Katzbach-Gebirge hebt sich heraus. Es wird gezeigt, daß diese jungpliozäne Bewegung nach NW hin abnimmt und bei Goldberg bereits verklungen ist. Der Sudetenrandbruch biegt bei Seichau nach WNW ab ins Gebirge hinein und hat von hier an nur noch untergeordnete Bedeutung. Er dürfte sich in die Hermsdorfer Spalte hinein fortsetzen.

Schriften

Bederke, E.: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., H. 7. 1924.

— : Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **7**, H. 23, S. 427—524. 1929.

— : Probleme der Sudetengeologie. — Jber. schles. Ges. vaterländ. Kultur, **105**, S. 191—193. Breslau 1933.

— : Sudetenrand und Eulengneisproblem. — Vom deutschen Osten. Festschr. f. M. Friederichsen. Veröff. schles. Ges. Erdk., **21**, S. 351—366. 1934.

— : Regionalmetamorphose und Bildung von Erzlagerstätten. — Jber. schles. Ges. vaterländ. Kultur, **107**. Breslau 1935.

Berg, G.: Die „Oberlausitzer Grauwackenformation". — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 695—701. 1935.

— : Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1935, **56**, S. 1—25. Berlin 1936.

Beyer, K.: Die Nordsudetische Rahmenfaltung. — Abh. naturf. Ges. Görlitz, **32**, S. 121—172. Görlitz 1933.

Block, W.: Das Altpaläozoikum des östlichen Bober-Katzbachgebirges. — Geotekt. Forsch., H. 2, S. 56—104. 1938.

Cloos, H.: Der Gebirgsbau Schlesiens (und die Stellung seiner Bodenschätze). — Berlin 1922.

Dahlgrün, F.: Zur Altersdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 385—392. 1934.

— : Bemerkungen zum kaledonischen Bau der Westsudeten. (Schlußwort zu den Arbeiten von C. S. Lee und W. Block.) — Geotekt. Forsch., H. 2, S. 105—106. 1938.

Eisentraut, O.: Die schlesische Kupferprovinz. — Metall u. Erz, S. 271—281. 1938.

Fabian, H.-J.: Vom stratigraphischen Wert petrographischer Vergleiche bei Kieselgesteinen. — Zbl. Min. usw., Jg. 1938, B, S. 299—304. 1938. [1938 a.]

— : Zur Altersfrage der subsudetischen Grauwacken. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 623—626. 1938. [1938 b.]

— : Das Nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1938, **59**, S. 6—41. Berlin 1939.

Fischer, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 343, Blatt Glatz. — (Im Druck.)

v. Gaertner, H.-R.: Die Ausbildung des tiefen Ordoviciums in Thüringen und Sachsen. — Z. deutsch. geol. Ges., **84**, S. 692—697. 1932.

Göppert, R. H.: Über die Braunkohlen-Ablagerung zu Hennersdorf bei Jauer. — Jber. schles. Ges. vaterländ. Kultur, **35**, S. 24. 1857.

Gürich, G.: Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. — Z. deutsch. geol. Ges., **34**, S. 691—734. 1882.

— : Erläuterungen zu der Geologischen Übersichtskarte von Schlesien. — Breslau 1890.

Kalkowsky, E.: Über grüne Schiefer Niederschlesiens. — Tschermaks min. Mitt., S. 87—116. Jahrg. 1876.

Lee, C. S.: Schichtenfolge und Bau des Oberlausitzer Schiefergebirges. — Geotekt. Forsch., H. 2, S. 1—55. 1938.

von zur Mühlen, L.: Die geologische Stellung des vorsudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 221—287. Berlin 1926.

Neuhaus, A.: Über Vorkommen von Sulfiderz und Spateisenstein führenden Gängen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge (Schles.). — Fortschr. Min. usw., **20**, S. 50—55. 1936. [1936 a.]

— : Über Vorkommen von Kupfererz führenden Spateisensteingängen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge (Schlesien). — Chem. d. Erde, **10**, S. 247 bis 270. 1936. [1936 b.]

Petrascheck, W. E.: Die geologische Stellung der schlesischen Arsen-, Kupfer- und Eisenspatlagerstätten und deren Bedeutung für die neuen Aufschlußarbeiten. Metall u. Erz, S. 527—532. 1937.

— : Zur Altersbestimmung des variscischen Vulkanismus in Schlesien. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 20—25. 1938.

Richter, R. & E.: Eine cambrische Fauna im Niederschlesischen Schiefergebirge. — Cbl. Min. usw., Jg. 1923, S. 730—735. 1923.

Roth, J.: Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. — 1867.

Schwarzbach, M.: Das Cambrium der Oberlausitz. — Abh. naturf. Ges. Görlitz, **32**, S. 7—54. Görlitz 1934. [1934 a.]

— : Beiträge zur Geologie des Bober-Katzbach-Gebirges. I. — Cbl. Min. usw., Jg. 1934, B, S. 401—414. 1934. [1934 b.]

— : Beiträge zur Geologie des Bober-Katzbach-Gebirges. II. — Zbl. Min. usw., Jg. 1935, B, S. 273—289. 1935.

— : Beiträge zur Geologie des Bober-Katzbach-Gebirges. III. — Zbl. Min. usw., Jg. 1936, B, S. 118—119. 1936. [1936 a.]

— : Oberlausitzer Schiefergebirge und Boberkatzbachgebirge — ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. — Abh. naturf. Ges. Görlitz, **32**, S. 31 bis 63. Görlitz 1936. [1936 b.]

— : Der geologische Bau des Erzbezirks von Kolbnitz—Herrmannsdorf (Bober-Katzbach-Gebirge). — Zbl. Min. usw., Jg. 1938, B, S. 65—75. 1938.

Schwinner, R.: Schweremessungen und Gebirgsbau im Riesengebirge. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1928, **49**, S. 270—278. Berlin 1928.

Urry, W. D.: Ages by the Helium Method: II. Postkeweenawan. — Bull. geol. Soc. Amer., **47**, S. 1217—1234. 1936.

Zimmermann, E.: Aufnahmebericht (Blatt Bolkenhain und Kauffung). —Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1913, **34**, S. 648—656. Berlin 1915.

— : Die Eigenarten und geologischen Aufnahmeschwierigkeiten des Bober-Katzbach-Gebirges usw. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1916, **37**, T. 2, S. 1—29. Berlin 1919.

— : Beitrag zur Geologie des oberen Bober-Katzbach-Gebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1926, **47**, S. 41—65. Berlin 1926.

Zimmermann, E. (unter Mitwirkung von F. Dahlgrün): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 246, Blatt Bolkenhain. — Berlin 1935.

— : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 292, Blatt Goldberg und Schönau. — 2. Aufl. Berlin 1936.

Zimmermann, E. & von zur Mühlen, L.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 246, Blatt Hohenfriedeberg. — Berlin 1933.

Urschrift eingegangen am 13. April 1939

Druckauftrag erteilt am 26. Oktober 1939

Die hydrologischen Verhältnisse von Nordwest-Thüringen

Von Gerhard Mempel, Berlin

Tafel 30—33 und 1 Abbildung

Inhalt

Seite

Einleitung 588

A. Die Entwicklung der hydrographischen und hydrologischen Verhältnisse . . 588

I. Die allgemeine Entwicklung des Thüringer Flußnetzes 589

II. Die Gliederung des Diluviums auf Bl. Mühlhausen 590

III. Der Oberlauf der Unstrut 591

a) Die obere Unstrut im Präglazial 566

b) Die obere Unstrut nach der Glazialzeit 593

IV. Der hydrologische Einfluß der Kluftsysteme im Diluvium und Alt-Alluvium 594

a) Die Kluft- und Störungszonen in Nordwest-Thüringen 595

1. Das herzynische System 595

2. Das rheinische System 597

b) Die Kalktufflager Nordwest-Thüringens und ihre Beziehungen zu den Kluftsystemen 597

V. Die Auslaugung des Muschelkalk-Salzes 599

B. Der heutige hydrologische Zustand 602

I. Quellen 602

a) Schichtquellen 602

b) Spaltenquellen 604

II. Grundwasser 609

a) Anlage und Ausführung der Messungen 609

b) Genauigkeit der Messungen und Fehlerquellen 624

c) Die Grundwasserverhältnisse der Ortschaften 626

1. Der Entwurf der Spiegelpläne 626

2. Bl. Mühlhausen 627

3. Bl. Schlotheim 633

4. Bl. Keula 635

5. Bl. Bleicherode 636

6. Bl. Niederorschel 637

7. Bl. Dingelstädt 639

8. Bl. Küllstedt 640

9. Bl. Oberdorla 642

d) Die Schwankungen des Grundwasserspiegels 642

C. Zusammenfassung der Ergebnisse 643

D. Schriften 645

Einleitung

Für den hydrologischen Bau ist im allgemeinen in Gebieten, die sich, wie das nord- und ostdeutsche Tertiär- und Quartär-Flachland, vorwiegend aus sandigen, gut wasserdurchlässigen Schichten aufbauen, die Entwicklung des Flußnetzes von entscheidender Bedeutung. In Gegenden mit wechselnd durchlässigen Schichten, z. B. in den Triaslandschaften Mitteldeutschlands, tritt die Abhängigkeit des unterirdischen vom oberirdischen Wasser schon mehr zurück, und im paläozoischen Gebirgsland verschwindet sie so gut wie ganz. Die in dieser Arbeit behandelte Landschaft gehört als nordwestlichster Teil des Thüringer Triasbeckens zur zweiten der eben gekennzeichneten drei Klassen, und es soll hier gezeigt werden, wie sich in diesem Gebiet, welches vielleicht als Beispiel für manche ähnlich gebaute dienen kann, die Beziehungen zwischen geologischem Bau, Oberflächen- und unterirdischem Wasser im Laufe der jüngeren Vergangenheit entwickelt haben (Abschnitt A) und wie sie heute gestaltet sind (Abschnitt B).

Für viele wertvolle Angaben bin ich den Herren des Stadtbauamtes Mühlhausen und Herrn Rektor B. Klett-Mühlhausen, für ihre Mitarbeit bei den Brunnenmessungen Herrn Dipl.-Ing. E. Zimmermann-Langensalza und Herrn cand. Ing. Heyer-Clausthal zu besonderem Dank verpflichtet.

A. Die Entwicklung der hydrographischen und hydrologischen Verhältnisse

In dem Dreieck, welches vom Dün im Norden, vom Hainich-Westerwald im Westen und einer Linie Holzthaleben—Oppershausen im Osten begrenzt wird (s. Abb. 1) und das engere Arbeitsgebiet darstellt, ist das Flußnetz der Oberfläche gegenwärtig recht nahe verbunden mit dem Grundwasserstrom (im Sinne von Prinz, im Gegensatz zu „unterirdischen Wasserläufen"). Dieser Zusammenhang, welcher im Abschnitt B bewiesen wird, erscheint bei näherer Betrachtung des Gebietes ganz natürlich, da beide Wassersysteme aufs genaueste durch Form und Inhalt des tektonischen wie morphologischen Beckens von Mühlhausen—Langensalza vorgezeichnet sind. Es ist nach allem anzunehmen, daß ein solcher Zusammenhang auch früher bestanden hat. Rekonstruktion älterer hydrologischer Zustände bedeutet also zunächst einmal Rekonstruktion des älteren Flußnetzes (und damit untrennbar älterer Morphologie und Tektonik).

Es zeigen sich aber heute auch hydrologische Erscheinungen, die nicht abhängig von den Flußläufen, sondern tektonisch bedingt sind. Ihnen nachzugehen, Ursache und Entwicklung zu verfolgen, war die Aufgabe weiterer Untersuchungen.

I. Die allgemeine Entwicklung des Thüringer Flußnetzes

Thüringen ist besonders bekannt geworden als ein Gebiet, in dem eine völlige Umgestaltung des Flußnetzes seit der Glazialzeit nachgewiesen werden konnte. W. Soergel hat 1923 eine die älteren Arbeiten zusammenfassende Darstellung dieser Veränderungen gegeben.



Abb. 1. Das untersuchte Gebiet

Danach war das Flußnetz Thüringens seit dem Alttertiär entsprechend einer wesentlich im Mittelkeuper liegenden, nach NO bzw. NNO einfallenden Landoberfläche nach NO gerichtet. Im NO, in der Gegend von Halle—Bernburg, lag im Oligozän die Südküste des Oligozänmeeres. Ihm strebten alle Flüsse und letzten Endes wohl auch die Grundwasserströme zu. Mit der zunehmenden Abtragung der weichen Keupergesteine trat allmählich das herzynische Grundrelief mit der in weitgespannte Wölbungen gelegten harten

Muschelkalkplatte hervor und gab zu Störungen des nordöstlichen Abflusses Anlaß. Aber erst während oder kurz nach der 1. Eiszeit wurde das Flußbild gänzlich verändert, und zwar einmal durch schon im Jungpliozän einsetzende Krustenbewegungen, weiterhin aber auch wohl durch die abdämmende Wirkung des von NO bzw. O heranrückenden Inlandeises. Soergel meint, daß die Flüsse durch eine Hebung des nordöstlichen Gebietes — eine Art Randwulstbildung des glazialen Senkungsraumes — gezwungen worden seien, ihren Lauf stärker der herzynischen Struktur anzupassen und die damit vorgezeichnete NW—SO-Richtung einzunehmen. In den folgenden Abschnitten wird gezeigt werden, daß im Einzelfall auch noch andere Faktoren die Laufänderung eines Thüringer Flusses bedingen konnten.

Das nach der ersten Eiszeit vorliegende Flußnetz hat sich mit geringen Änderungen bis heute erhalten.

In unserem Gebiet ist der einzige größere Fluß die Unstrut, und es ist die nächste Aufgabe, ihre Laufänderungen zu verfolgen. Dabei handelt es sich nur um den Oberlauf bis zur Sachsenburger Pforte.

II. Die Gliederung des Diluviums auf Bl. Mühlhausen

Um die Frage der postglazialen Änderungen des Unstrutlaufes und ihrer Ursachen klären zu können, ist es notwendig, zunächst einen Blick auf die diluvialen und alluvialen Ablagerungen des Mühlhausen — Langensalzaer Beckens zu werfen. Während die Gliederung dieser Schichten auf Bl. Langensalza insbesondere durch die Arbeiten von Naumann recht weit fortgeschritten ist, läßt sie auf Bl. Mühlhausen noch sehr zu wünschen übrig. Ohne der im Gang befindlichen Neuaufnahme dieses Blattes vorgreifen zu wollen, sei hier doch versucht, schon jetzt ein Bild der Altersverhältnisse der quartären Bildungen zu entwerfen, soweit dies an Hand der Literatur und eigener Beobachtungen möglich ist.

Präglaziale und glaziale Ablagerungen sind (im Gegensatz zu Bl. Langensalza) auf Bl. Mühlhausen bisher nicht bekannt geworden. Die ältesten diluvialen Schichten sind die dem I. Interglazial (Thüringer Postglazial) angehörenden „Älteren Kalktuffe", die an der „Klippe", am Schützenberg und an der Blauen Haube bei Horsmar in einer Höhe von 37, 45 und 51 m über der Unstrut anstehen. Sie entsprechen dem Älteren Kalktuff vom Sülzenberg (Bl. Langensalza) und dem Kalktuff von Schwanebeck bei Halberstadt. Die Mächtigkeiten betragen an der Klippe 7—10 m, am Sülzenberg etwa 5 m.

Die nächstjüngeren interglazialen Bildungen sind Kiese und Schotter, die *Corbicula fluminalis* führen und bei Höngeda und am Riesinger Berg 20—25 m über dem Unstrutspiegel liegen. Hierzu gehört wohl auch der größte Teil der höher liegenden Schotter der Unstrut und ihrer Nebentäler, die sich von Reiser über Seebach bis Langensalza westlich der Unstrut hinziehen und einheimisches Material führen. Eine gewisse Unsicherheit in der Altersbestimmung liegt hier darin, daß bisher nur an einer Stelle, bei Höngeda, *Corbicula* gefunden wurde und auch die nicht ganz gleiche Höhenlage der Schotter möglicherweise eine Gliederung in mehrere Terrassen gestattet. Für die Schotter von Höngeda und vom Riesinger Berg, die auf etwa + 230 m liegen, ist aber die Zugehörigkeit zur interglazialen Terrasse U_2 des Blattes

Sondershausen der Geologischen Übersichtskarte 1:200 000 und damit die Äquivalenz mit der Saale-Hauptterrasse gesichert.

Die 2. (Saale-) Eiszeit erreichte unser Gebiet nicht mehr, Ablagerungen fehlen daher.

Als Absätze des 2. Interglazials (Thüringer Postglazial) werden auf Bl. Langensalza von Naumann (1913) geringe, auf + 182 m liegende Schotterreste bei der Ringmühle bei Altengottern angesprochen und als Terrasse U_3 bezeichnet. Eine Schotterlage in entsprechender Höhe findet sich auf Bl. Mühlhausen am Wendewehr und bei Görmar, die auf dem alten Blatt noch mit den höher liegenden, also älteren Schottern der Hauptterrasse U_2 verbunden ist. Neuaufschlüsse haben aber gezeigt, daß über den tieferen Schottern Kalktuff liegt und daß überhaupt eine Trennung von den höher am Hang liegenden Schottern durchgeführt werden kann und muß. Der Höhenlage nach müssen die tieferen Schotter denen der Ringmühle entsprechen.

Der auflagernde Kalktuff kann nicht, wie B. Klett (1927) auf Grund der Fauna annehmen möchte, älter sein als der von der Klippe, das schließt schon die Lage unter der Hauptterrasse und wenige Meter über dem Unstrutspiegel — der Kalktuff der Klippe liegt 37 m über der Unstrut! — aus. Er gehört ebenso wie das kleine Kalktufflager bei Felchta als „Mittlerer Kalktuff" zum 2. Interglazial.

Auch die 3. norddeutsche Vereisung hat hier keinerlei Spuren hinterlassen. Dagegen ist es im Alt-Alluvium zur Ablagerung von Kiesen und weitausgedehnten Kalktufflagern gekommen. Kiese finden sich im Luhnetal bei Ammern und bei Großgrabe, und der „Jüngere Kalktuff" füllt breite Wannen von Reiser bis Mühlhausen, bei Grabe und Körner, bei Langensalza u. a. O. mit seinen 6—10 m mächtigen, NO und O von Mühlhausen ein Torflager einschließenden Ablagerungen aus.

Außer dem altalluvialen Tuff wurde von der Unstrutquelle am Kalvarienberg bei Dingelstädt noch ein „Jüngster Kalktuff" abgesetzt.

Die Tabelle 1 gibt einen Überblick über die eben kurz umrissene Gliederung des Quartärs auf Bl. Mühlhausen und zeigt den bisher fehlenden Anschluß an das übrige Unstrut- und Saale-Diluvium. Der Löß wurde in die Tabelle nicht mit aufgenommen, da über seine stratigraphische Einordnung noch keine Klarheit gewonnen werden konnte.

III. Der Oberlauf der Unstrut

a) Die obere Unstrut im Präglazial

Nachdem nunmehr die Gliederung der diluvialen und alluvialen Schichten, soweit es möglich war, geklärt ist, läßt sich auch der frühere Lauf der Unstrut genauer verfolgen.

Wie schon früher erwähnt, war der Lauf der Thüringer Flüsse seit dem Oligozän generell nach NO gerichtet. Einzelheiten lassen sich aber erst seit dem Pliozän erkennen. So sehen wir (s. Taf. 30), daß sich im Jungpliozän vom Thüringer Wald her, aus der Gegend von Tambach—Tabarz, ein mächtiger Fluß, die Apfelstädt, über Gotha—Gräfentonna—Tennstädt nach Grief-

Tabelle 1
Gliederung des Diluviums im Unstrutgebiet

	Saale	Untere Unstrut	Obere Unstrut Bl. Langensalza	Obere Unstrut Bl. Mühlhausen	Entferntere Kalktufflager
Präglazial	2. prägl. Terr.	Zeuchfelder Terrasse	—	—	
	3. prägl. Terr.	Nausitzer Terrasse	Obere Terrasse 220—235 m	—	
	4. prägl. Terr.	Hayn-Terrasse	Untere Terrasse 200—215 m	—	
I. Eiszeit (Elster) Eis bis Gotha	Schmelzwasserkiese Geschiebemergel Bändertone		Schmelzwasserkiese Geschiebemergel	—	
I. Interglazial	Höhere Terrasse des I. Intergl.	Wangener-Terrasse	Älterer Kalktuff (Sülzenberg)	Älterer Kalktuff (Klippe, Schützenberg, Blaue Haube)	Kalktuff von Schwanebeck bei Halberstadt
	Saale-Haupt-Terrasse	Körbisdorfer Terrasse	*Corbicula*-Unstrut-Kiese	*Corbicula*-Kiese und höhere Schotter der Unstrut und der Nebentäler (Höngeda, Riesinger Berg)	
II. Eiszeit (Saale) Eis bis Zeuchfeld			—	—	
II. Interglazial	Letzt-interglaziale Terrasse	Burg-scheidunger Terrasse	Schotter der Ringmühle bei Altengottern	Tiefere Schotter von Wendewehr und Görmar Mittlerer Kalktuff von Wendewehr, Felchta	Kalktuffe von Taubach-Ehringsdorf, Tonna, Fallstein bei Halberstadt
III. Eiszeit (Weichsel) Eis bis Wittenberg		Löss			
Postglazial = Alluvium	Alluvial-Terrasse		Jüngerer Kalktuff	Jüngerer Kalktuff	
	n. Lehmann 1922		n. Naumann 1913		

städt erstreckte, der hier von rechts die Gera empfing und mit ihr gemeinsam durch die Sachsenburger Pforte brach.

Während diese pliozäne Apfelstädt absolut gesichert ist, herrscht noch Unklarheit über den Verlauf des Erbstromes. Heute ein aus dem Thüringer Wald kommender Quellfluß der Hörsel, fließt er erst seit dem älteren Präglazial mit dieser zur Werra, während er im jüngeren Pliozän noch nach NO abfloß.

Nun finden sich die charakteristischen Gerölle des Porphyrs vom Heiligenstein bei Ruhla in Schottern zwischen Oberdorla und Mülverstädt (Bl. Langula). Philippi (1911) schloß daraus, daß der Erbstrom damals in nordöstlicher Richtung über den Hainich quer durch das Mühlhäuser Becken floß und diese Gerölle mitbrachte. Der Erbstrom sollte dann die Hainleite in dem heute kaum wasserführenden Erosionstal des Geschlings bei Sondershausen durchbrochen haben. Gegen diese Ansicht machte Naumann (1913) geltend, daß weder im Geschling noch im Hainich Flußgerölle gefunden worden sind. Naumann meint, daß die Gerölle durch den Erbstrom der pliozänen Apfelstädt zugeführt und später durch das Eis nach Westen, in das Mühlhäuser Becken, verfrachtet worden sind. Zur Erklärung der Tatsache, daß diese Gerölle höher liegen als die Schotter der Apfelstädt, muß Naumann allerdings diluviale Krustenbewegungen zu Hilfe nehmen. Soergel (1923) läßt die Frage offen, ob der Erbstrom ein Nebenfluß der Apfelstädt oder ein selbständiger Fluß war.

Für die Richtigkeit der Naumannschen Erklärung spricht nun der von Naumann geführte Nachweis eines präglazialen, dem Lauf des Philippischen Ruhla—Geschling-Flusses entgegengesetzt fließenden Unstrutlaufes. Auf der östlichen Seite der Unstrut finden sich nämlich (s. Taf. 30) hoch gelegene Schotter einheimischen Materials, die Naumann zwei präglazialen Terrassen zuordnet (Obere und Untere Terrasse der Tab. 1, auf der Taf. 30 zusammengefaßt). Im Präglazial floß also die Ur-Unstrut aus der Gegend von Körner über Bothenheilingen, parallel und östlich vom heutigen Lauf, und mündete bei Nägelstädt in die Apfelstädt. Demnach herrschte im Ober-Unstrutgebiet während des Präglazials SO-Gefälle. Es ist nicht wahrscheinlich, daß zwischen Jungpliozän und Präglazial eine Kippung der Oberflächenneigung von NO nach SO stattgefunden hat, sondern die Oberfläche war wohl schon am Ende des Pliozäns in diesem Gebiet nach SO, der Apfelstädt zu, geneigt. Dafür spricht auch der Lauf der Helbe und Wipper. Weiterhin müßte die präglaziale Unstrut die Schotter eines pliozänen Geschling-Flusses angeschnitten und Thüringerwald-Gerölle aufgenommen haben, was nicht der Fall ist. Der hypothetische pliozäne Ruhla-Geschling-Fluß ist also nicht annehmbar.

b) Die obere Unstrut nach der Glazialzeit

Betrachten wir die Lage der Unstrut-Terrassenschotter nach der ersten (Thüringens einziger) Glazialzeit (s. Taf. 30), so sehen wir sie sämtlich westlich der Präglazialterrassen liegen. Die Unstrut hat also ihren Lauf nach der Mittellinie des Mühlhausen—Langensalzaer Beckens verlegt und fließt nunmehr etwa von Reiser über Görmar—Großengottern nach Großvargula, kreuzt hier das Tal der jetzt verschwundenen Apfelstädt, durchbricht auffallenderweise den südlichen Talrand und vereinigt sich mit der Gera, um mit ihr der Sachsenburgpforte zuzustreben.

Auch der Oberlauf der Unstrut wanderte aus der Gegend nördlich von Körner nach Westen.

Es beweist das das Vorkommen des erstinterglazialen Kalktuffes — der älter ist als die interglazialen Schotter — an der Blauen Haube bei Horsmar. Es liegen hier zwei Kalktufflager, die, ehemals zusammenhängend, heute durch den „Eigenroder Steingraben" zerschnitten sind. Das nordwestliche Lager befindet sich 51 m, das südöstliche 38 m über dem jetzigen Unstrutspiegel. Die Geländeoberfläche, die heute hier nach S einfällt, war damals also nach SO geneigt, die den Kalktuff absetzenden Quellen flossen nach SO ab. Das heutige schmale Erosionstal der Unstrut war demnach schon am Ende der Glazialzeit bis auf 38 m über dem jetzigen Bett — wenn nicht weiter — durch einen Fluß oder Bach eingetieft, der vielleicht, wie das talschließende Südostfallen der Oberfläche andeuten könnte, hier an der Blauen Haube entsprang. Möglicherweise kam er aber auch schon von den starken Dingelstädter Quellen (den heutigen Unstrut-Quellen) her und war wohl zuerst nur ein Nebenfluß der nach Ausweis ihrer Schotterlager recht mächtigen, von Norden kommenden präglazialen Unstrut, die nach Verlust ihres präglazialen Oberlaufes nunmehr ihren ursprünglichen Nebenfluß als Hauptquellfluß behielt.

Die Ursachen des Westwärtswanderns der Unstrut sind wohl die gleichen wie für die Wanderung der übrigen Thüringer Flüsse: Eisstau oder, wie Soergel meint, Krustenbewegungen. Hinzu kommt aber zweifellos noch ein Prozeß, über dessen Rolle weiter unten zu sprechen ist: die Auslaugung.

Naturgemäß empfing die Unstrut auch schon im I. Interglazial insbesondere vom Westen, vom Hainich her, eine Anzahl kleinerer Bäche, deren Schotterabsätze noch erkennbar sind. So zeigt sich im großen ganzen am Ende der I. Zwischeneiszeit schon das Flußbild, das die Unstrut heute noch bietet, nur daß sich der Hauptfluß selbst seitdem um 25—35 m tiefer eingeschnitten hat.

IV. Der hydrologische Einfluß der Kluftsysteme im Diluvium und Alt-Alluvium

Allgemein erkennt man bei der Betrachtung der Laufänderungen der Thüringer Flüsse während bzw. kurz nach der Eiszeit, daß die Flüsse sich wesentlich stärker als früher dem herzynisch gegliederten tektonischen Bau des Gebietes anpassen. Der Grund dafür liegt sicherlich mit in der zunehmenden Entblößung des bisher vom weichen Keuper verdeckten, aus den Hartgesteinen des Muschelkalks bestehenden, herzynisch orientierten „Gerippes". Andererseits scheint aber auch eine gewisse Wiederbelebung der Tektonik stattgefunden zu haben. An verschiedenen Stellen sind solche diluvialen Störungen schon nachgewiesen, z. B. an der Finne, an anderen sind sie wahrscheinlich. Bei Spichra konnte H. Weber (1928) sogar noch alluviale Dislokationen beobachten. In unserem Gebiet kann man die Anzeichen gewisser Bewegungen — mögen sie tektonische oder andere Ursachen haben — daran erkennen, daß sich jetzt das bis dahin hydrologisch völlig latente vorwiegend herzynisch gerichtete, langgestreckte Spalten- und Kluftnetz, welches das Thüringer Becken durchzieht, als Wasserförderer be-

merkbar macht. Als Zeugen ehemaliger Quellentätigkeit sind uns diluviale und alluviale Kalktufflager erhalten, die, wie im folgenden gezeigt werden soll, durchweg an den herzynischen Kluftsystemen liegen.

a) Die Kluft- und Störungszonen in Nordwest-Thüringen

1. Das herzynische System (s. Taf. 31)

Die nordwestthüringische Scholle wird von zwei herzynisch streichenden Tiefenstörungen begrenzt: im NO von der nordwestlichen Fortsetzung der Finnestörung, im SW von der Saalfeld—Eichenberger Störungszone. Beide Störungen haben auch den prätriadischen Untergrund beeinflußt und die breite, hier betrachtete Scholle abgetrennt, deren Nordost-Kante, wie R. Herrmann (1927) zeigen konnte, zum mindesten bei Burgwenden tiefer liegt als die nordöstlich anschließende, herausgehobene Hermundurische Scholle, während der Südwestrand, wenn wir das „Normalprofil" K. H. Klohns (1930, Taf. 9) als durchweg gültig annehmen [1]), an der Eichenberger Störungszone gegenüber der anschließenden Scholle gehoben erscheint.

Wir hätten also eine schwach nach NO eingekippte Scholle vor uns, die in sich aber nun wiederum nicht nur mäßig gefaltet, sondern auch an verschiedenen Stellen geborsten ist. Die Brüche machen sich häufig nicht durch starke Schichtenverschiebungen, sondern durch langgestreckte Zonen intensiver Zerklüftung und Zerrüttung, Erdfallreihen und Springquellen bemerkbar.

Der wichtigste Bruch erfolgte an der Schlotheim—Tennstedter Grabenzone, wo außer der Trias der salinare und wohl auch der präsalinare Untergrund nicht unbeträchtlich gestört wurde. Der Schlotheim—Tennstedter Sattel gliedert nicht nur an der Oberfläche das Nordwestthüringer Becken in zwei Teilbecken, das Mühlhausen—Langensalzaer und das Ebeleben-Greußener, sondern die in ihm aufgerissene Sattelstörung ist als Schollenbruch von besonderer Bedeutung. Die Schlotheimer Störungen klingen zwar nach NW zu ab, ihre Fortsetzung als Kluftzone gibt sich aber an Erdfällen deutlich zu erkennen, und das Vorspringen des in der Verlängerung liegenden NW—SO streichenden Dünrandes zwischen Reifenstein und Birkungen ist vielleicht eine Wirkung dieses Kluftsystems, das die Ablösung des nordöstlich von ihr liegenden Gebirgsteiles begünstigte.

Nach SO setzt sich die Störungszone über Tennstedt hinaus fort und zwar wohl, entgegen der Ansicht von A. Reichardt (1930), im Weimar—Magdalaer Graben (Ilmtalstörung).

Der östliche Schollenteil zwischen Schlotheimer und Finnestörung weist noch zwei kleinere Bruchzonen auf,[2]) und zwar die Greußener Kluftzone, die in NW—SO-Richtung durch das Helbetal und durch Greußen zieht (Stieler 1929), und die Kindelbrücker Zone, der das Gründelloch (Nennstiel 1933), der diluviale Kalktuff von Bilzingsleben und die Störung bei Schillingstedt zuzuordnen sind.

Das westliche Schollenstück von der Schlotheim—Magdalaer bis zur Eichenberger Störungszone wird dagegen von zahlreichen Bruchzonen durchsetzt.

---

1) Vgl. auch das Profil auf der Geol. Karte 1:200 000, Bl. Sondershausen.

2) Sofern nicht auch die Keuperversenkung bei Urbach und die auffallend geradlinige Keupergrenze von Mehrstedt bis Mittelsömmern durch eine tektonische Linie bedingt sind.

1. Als wichtigste Zone ist hier die zu nennen, welche von Küllstedt über Bickenriede, Popperode und Langensalza streicht („Küllstedter Zone"). Sie spaltet sich bei Aschara in zwei Äste, die die Aufsattelung der Fahner-Höhe umschließen. Der östliche Ast zieht über Burgtonna—Elxleben nach Erfurt weiter (Reichardt 1928) und steht mit dem Tannrodaer Gewölbe und der Leuchtenburgstörung in Verbindung (E. Naumann 1898), während der westliche Ast bei Aschara zunächst zu verschwinden scheint, vielleicht aber nach längerer Unterbrechung in der nördlichen Stadtremdaer Grabenzone wieder auflebt.

Nach NW soll sich die Küllstedter Zone nach E. König (1930) über Flinsberg—Uder nach Dransfeld fortsetzen.

2. Der Küllstedter Zone parallel macht sich durch kleine Verwerfungen, Erdfallreihen und Quellaustritte eine Zerklüftungszone von Oberdorla bis Mülverstedt bemerkbar, zu der als Parallelast die langbekannte und wiederholt, zuletzt von König (1930) beschriebene Erdfallzone von Kammerforst bis zur Harth gehört.

3. Eine dritte Kluftzone streicht von Dingelstädt (Störungen) über Helmsdorf (Keuperscholle, Quellen), Horsmar (Keuperscholle, Kalktuff) nach Reiser (Quellen). Sie sei Dingelstädt—Reisersche Störungszone genannt (Mempel 1929 und Nennstiel 1933). Bei Dingelstädt wird sie von dem rheinisch gerichteten Ohmgebirgsgraben getroffen. Nach SO findet sie ihre Fortsetzung in der von H. Weber (1929, S. 157) angenommenen Störung Bollstedt—Nägelstedt (s. auch Erl. Bl. Langensalza, S. 31).

4. Schließlich ist noch eine Zerrüttungszone zu erwähnen, die von Windeberg über Volkenroda — östlich Körner — östlich Hohenbergen läuft. Der gerade SW-Rand der Windeberger Keuperscholle ist mit größter Wahrscheinlichkeit eine Störungslinie (Störungen in den Ceratitenschichten unmittelbar südwestlich Windeberg), auf deren Weiterstreichen als Kluftzone das Erdfallgebiet der Volkenrodaer Teiche, Erdfallreihen zwischen Volkenroda und Körner, die starken Quellen an der Lochmühle bei Körner und die großen Erdfälle südöstlich Hohenbergen (Hanfsee usw.) hinweisen. Vielleicht mündet diese Bruchzone dann bei Elxleben in die Erfurter, d. h. also in die Küllstedt—Leuchtenburger Störung, und der Kirchheilinger Muschelkalksattel ist die Fortsetzung der herzynischen Aufwölbung, welche die Erfurter Mulde in der Richtung Nöda—Vieselbach in eine östliche und eine westliche Teilmulde zerlegt (Reichardt 1930).

Zusammenfassend sind also in Nordwest-Thüringen folgende herzynische Störungs- und Zerrüttungszonen zu erkennen (von SW nach NO):

1. Die Eichenberg—Saalfelder Zone.
2. Die Oberdorla—Mülverstedter Zone.
3. Die Küllstedt—Aschara—Erfurt—Leuchtenburg bzw. Aschara—Remdaer Zone.
4. Die Dingelstädt—Reisersche Zone.
5. Die Windeberg—Kirchheilingen (—Erfurter ?) Zone.
6. Die Schlotheim—Tennstedt—Ilmtal-Zone.
7. Die Greußener Zone.
8. Die Kindelbrücker Zone.
9. Die Finne-Zone.

2. Das rheinische System (s. Taf. 31)

Entsprechend der Lage unseres Gebietes am Ostrande der Mittelmeer—Mjösen-Zone, die ja durch das Vorwiegen rheinisch gerichteter Bruchsysteme (niederhessische Gräben, Leinetalgraben) charakterisiert ist, war zu erwarten, daß sich auch noch hier in Westthüringen, wenn auch schon erheblich abgeschwächt, Spuren rheinischer Brüche finden würden. Stark ausgeprägt ist noch im NW das bei Dingelstädt in die herzynische Küllstedter Zone einlenkende Grabengebiet von Leinefelde—Worbis—Holungen (Ohmgebirge), dagegen sind im Hauptbecken selbst bisher nur ganz vereinzelt kleine Störungen und Klüfte bekannt geworden, die dem rheinischen System zugeordnet werden können, wobei allerdings häufig noch nicht klar ist, ob sie nicht etwa besser zur variskischen Richtung zu rechnen sind. Mit diesen Störungen beschäftigen sich u. a. H. Weber (1929), E. König (1930) und Ph. Vorthmann (1933). Nachgewiesen sind kleine Störungen bisher südlich Weberstedt (Bl. Langula), bei Wasserthalleben nordwestlich Greußen (Nennstiel 1933, Stieler 1929) und bei Kalteneber bei Heiligenstadt (Siegert 1928). Vermutet werden rheinisch bzw. variskisch gerichtete Kluftzonen von E. König (1930) zwischen Zella und Hüpstedt, von Mihla—Weidensee bis Reiser und an den Golken bei Langensalza. Zwar handelt es sich bei diesen letztgenannten Kluftzonen vorläufig erst um Vermutungen, es ist aber sicher, daß bei der Neuaufnahme noch mehr variskisch bzw. rheinisch gerichtete Störungen aufgefunden werden können. Ob aber diese Störungen für die Wasserführung von solcher Bedeutung sind, wie die oben erwähnten Autoren annehmen, muß zunächst noch bezweifelt werden. Insbesondere die Befunde im Popperöder Quellgebiet sprechen gegen die Anschauung, daß besonders starke Quellenanhäufung an Kreuzungsstellen von herzynischen und rheinischen Klüften gebunden sei. Näheres darüber s. Abschnitt B.

b) Die Kalktufflager Nordwest-Thüringens und ihre Beziehungen zu den Kluftsystemen (s. Taf. 32)

Ein wertvolles Mittel zur Rekonstruktion der früheren hydrologischen Verhältnisse sind die Lager diluvialen und alluvialen Kalktuffes, die sich gerade in Nordwest-Thüringen in großer Zahl und mehr oder weniger erheblicher Ausdehnung und Mächtigkeit finden. Die Thüringer Kalktuffe sind im Gegensatz zu Bornemann (1856), der sie für Seeablagerungen hielt, mit Hess von Wichdorff (1914) analog den ostpreußischen Kalktufflagern als Erzeugnisse von Quell- und Gehängemooren, auf jeden Fall also als Bildungen von Quellen anzusprechen, eine Anschauung, die von B. Klett (1927) insbesondere auf Grund der Schneckenfauna nachdrücklich unterstützt wird.

Starke und dauernde Schichtquellen, die größere Kalkmengen ausscheiden können, treten in unserem Gebiet nur an der Röt-Muschelkalkgrenze aus, alle anderen Kalktufflager sind Quellen zuzuordnen, die den herzynischen Spaltensystemen entspringen bzw. ehemals entsprangen.

Betrachtet man z. B. die Lage der diluvialen Kalktuffvorkommen, so ist nur ein einziges, das von Gr. Bartloff (Bl. Lengefeld), als Produkt einer längst versiegten Röt-Muschelkalk-Schichtquelle zu bezeichnen [3]), während

3) Sofern es nicht auch einer Parallelspalte zum Eichenberger Graben angehört.

alle übrigen an den nachgewiesenen herzynischen Kluftsystemen liegen. Im Bereich der Küllstedter Zone finden sich perlschnurartig aufgereiht die Lager von der Klippe—Schützenberg, von Felchta, vom Sülzenberg bei Langensalza und von Gräfentonna, an der Dingelstädt—Reiserschen Zone die kleinen Lagerreste auf der Blauen Haube bei Horsmar, während das jungdiluviale Lager vom Wendewehr nordöstlich Mühlhausen wohl einem kleinen Parallelsprung der Küllstedter Zone seine Entstehung verdankt, sofern es nicht nur der zusammengespülte Rest eines älteren, westlicher gelegenen Lagers ist[4]).

Diluvial ist noch das kleine Kalktufflager bei Bilzingsleben nordwestlich Kindelbrück, das auf der Kindelbrücker Kluftzone sitzt.

Außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes liegen die diluvialen Tuffe von Brüheim und Metebach (Bl. Fröttstedt) unmittelbar auf Spalten der Saalfelder Zone.

Von den zahlreichen alluvialen Kalktufflagern scheiden für unsere Betrachtung zunächst diejenigen aus, die der Röt—Muschelkalkgrenze entstammen und den Fuß des Hainich—Dün-Steilrandes in weitem Bogen umgeben, wie die Lager im Luttertal bei Gr. Bartloff[5]), im Luttertal südöstlich Uder[6]), im Geisledetal bei Heiligenstadt, südlich Westhausen, südöstlich Worbis[7]) und im Friedetal bei Sollstedt. Einer Spaltenquelle des Eichenberger Grabens verdankt noch das Lager in Nazza sein Dasein.

Wichtiger sind die Vorkommen im Innern des vom Wellenkalk umrahmten Beckens. Mit Sicherheit sind hier als Absätze von Spaltenquellen folgende Kalktuffvorkommen alluvialen Alters anzusehen:

das kleine Lager an den Erdfallquellen von Oberdorla (Oberdorla—Mülverstedter Zone),

der Südteil des Lagers von Mühlhausen sowie die Lager von Langensalza und östlich davon (Küllstedter Zone),

die Lager von Dingelstädt und im Unstruttal zwischen Horsmar und Reiser (Dingelstädt—Reisersche Zone),

die Lager von Körner und Herbsleben (Windeberger Zone),

das Lager von Tennstedt (Schlotheimer Zone) und

das Lager von Greußen (Greußener Zone).

Bei allen diesen Vorkommen ist ohne Zwang eine Zuordnung zum herzynischen Kluftgitter möglich. Eine gewisse Schwierigkeit bereitet die Deutung des weit ausgedehnten Lagers von Reiser—Ammern—Mühlhausen. Keinesfalls ist es von einem der heutigen Unstrut vergleichbaren Fluß abgesetzt worden. Kalktufflager werden niemals von und in Flüssen gebildet, sondern sind stets das Ergebnis von Quellen und Quellbächen, da nur hier, in der Nähe des Austrittsortes des Wassers, die Vorbedingungen für die Ausfällung des

4) Es kommt nur Kalksand vor von nur 0,20—0,30 m Mächtigkeit, keine feste Bank, und unmittelbar darüber liegen Muschelkalkschotter der letztinterglazialen Terrasse.

5) Das südlichste Vorkommen liegt auf einer Spalte des Eichenberger Systems.

6) Bei dem aber auch das Küllstedter Störungssystem eine Rolle gespielt haben dürfte.

7) Leinefelder Störung?

Calciumkarbonates gegeben sind: Umwandlung des löslichen Calciumbikarbonates durch Entweichen der Kohlensäure infolge Druckentlastung und Verdunstung in einfaches unlösliches Calciumkarbonat. Die Anhäufung des weit ausgedehnten Mühlhäuser Kalktufflagers ist wohl neben der Tätigkeit der Popperöder und Reiserschen Quellen der Breitsülze und den Quellbächen des Röttelseegrabens, der Luhne u. a. zuzuschreiben [8]), die nach kurzem, schnellem Lauf bei Eintritt in die flache, sumpfige Niederung ihren Kalküberschuß fallen ließen.

Die Kalktuffbildung geht bei einem Teil der Spring- und Schichtquellen auch heute noch weiter und zwar ziemlich schnell. So wurde bei Langensalza [9]) ein Absatz von 1 cbm Tuff innerhalb 10—12 Jahren beobachtet.

V. Die Auslaugung des Muschelkalk-Salzes

Die Tatsache, daß erst seit der Eiszeit [10]) starke, kalkbeladene Springquellen an den Kluftsystemen an die Oberfläche kommen, hat ihre Ursache in der grundlegenden Änderung der hydrologischen Verhältnisse seit dem I. Glazial. Ebenso wie das Flußnetz weitgehende Umgestaltung erfuhr, wurden auch dem unterirdischen Wasser neue Bahnen geöffnet. Bis dahin hatten die das Gebiet noch weithin bedeckenden Ablagerungen des Keupers mit seinen insbesondere im unteren Teil tonigen und lettigen Gesteinen einerseits den oberflächlichen Abfluß des Niederschlagswassers begünstigt, andererseits das Empordringen von Tiefenwässern gehemmt, oder aber, soweit poröse Gesteine (Lettenkohlensandstein) in geeigneter Position lagen, das Wasser unterirdisch abgeleitet. Mit dem Schwinden der Keuperdecke konnte das Spaltenwasser aus den klüftigen Muschelkalkgesteinen freier austreten. Hinzu kommt, daß mit der relativen Heraushebung und Entblößung des Muschelkalkes, insbesondere des Mittleren, ein sicher schon früher eingeleiteter Vorgang schnelle Fortschritte machen konnte, nämlich die Auflösung der im Mittleren Muschelkalk liegenden Steinsalz- und Gipslager. Dieser Auslaugungsprozeß schuf, von den Rändern nach dem Innern des Beckens vorwärtsschreitend, den abfallenden und aufsteigenden Wässern neue Wege, auf denen es beim Auftreffen auf Kluft- und Störungszonen zu Stauungen oder Druckentlastungen und damit zum Aufsteigen und Austreten an den Spalten kam, die sich bisher hydrologisch völlig latent verhalten hatten. Vielleicht haben echte tektonische Bewegungen an den Spalten die Belebung der Quellentätigkeit unterstützt, sicher aber sind atektonische, durch die Auslaugungsvorgänge erzeugte Bewegungen vorherrschend gewesen.

Über den Vorgang der Auslaugung der Steinsalz- und Gipslager im Mittleren Muschelkalk gerade in unserem Gebiet hat sich H. Weber (1929, S. 152 ff., 1930 und 1931) so eingehend und klar ausgelassen, daß hier

---

3) Die Gestalt des flachen, von Kalktuff erfüllten Beckens und die Lage der Quellzuflüsse sprechen neben anderen Merkmalen für die von E. König vermutete, SW—NO streichende Kluftzone Mihla—Reiser (siehe 1930, S. 15).

9) Erläuterungen zu Bl. Langensalza.

10) Man könnte einwenden, daß die Produkte pliozäner und präglazialer Quellentätigkeit der Denudation zum Opfer gefallen seien. Es müßten sich aber, wenn pliozäne und präglaziale Schotter erhalten sind, doch auch einmal Reste der widerstandsfähigen Kalkabsätze gleichaltriger Quellen finden.

auf seine Ausführungen verwiesen werden muß. Es kann nur kurz das zum weiteren Verständnis Wesentliche wiedergegeben werden.

Gegenüber der durchaus flächenhaften Auslaugung der Zechsteinsalze, die in der Tiefe zu einem Salzhang, an der Oberfläche zu ausgedehnten Senkungsgebieten führt, geht die Auflösung der Muschelkalksalze und der hauptsächlich vertretenen Gipse mehr linear vor sich, und zwar sind die Linien stärkster Auflösung eben die eng gescharten Kluftsysteme, an denen nun Erdfälle, Gips- und Salzquellen und kleinere Senkungsbecken auftreten.

Daß es sich bei diesen Lösungsvorgängen nur um die Auslaugung des Mittleren Muschelkalkes handeln kann, läßt sich zweifelsfrei beweisen. Das Zechsteinsalz wurde selbst am Beckenrand noch völlig intakt befunden (Kaliwerke Hüpstedt, Volkenroda, Pöthen, Rehungen, Sollstedt usw.). Auch das Rötsalz, dessen Existenz als durchgehender Horizont eigentlich erst durch die Reichsbohrungen erkannt wurde, ist nur an den äußersten Muldenrändern ausgelaugt, nach dem Innern zu ist es überall vorhanden (Pöthenschächte, Reichsbohrungen).

Anders verhält es sich mit dem Mittleren Muschelkalk. Die Mächtigkeitsverhältnisse geben schon einen bedeutungsvollen Hinweis. Es zeigt sich nämlich bei einem Vergleich der 15 tieferen Bohrungen des Gebietes [11]), daß die Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalkes ganz konstant von rd. 50 m am Muschelkalk—Keuperrand und in den Spezialantiklinalen (Thamsbrück) nach dem Beckeninnern zu auf 95 m (Bohrung Schönstedt II), also auf fast das Doppelte anwächst [12]). Diese Mächtigkeitsabnahme nach den Rändern ist nur durch Abführung leicht löslicher Bestandteile zu erklären.

Das von G. Bestel (1929) als durchgehend erkannte Steinsalzlager ist nur noch im innersten Beckenteil, bei Erfurt, vollständig erhalten (54 m Salz und 26 m Gips). Nach den Rändern zu ist nur noch Gips vorhanden (bei Schönstedt etwa 50 m), und schließlich verschwindet auch dieser gänzlich, und es bleibt ein weiträumiges System von Schlotten, Höhlen und Spalten übrig, welches die Reichsbohrungen immer wieder angefahren haben.

Es ist interessant, daß in den Auslaugungsprofilen, die noch Gips im Mittleren Muschelkalk führen, dieser meist im tiefsten Teil der Schichtenfolge beobachtet wurde [13]). Da der Gips primär keineswegs ausschließlich an der Basis liegt, ist die Erscheinung nur durch Ablaugung des höheren Teils zu erklären und beweist, daß außer der besonders starken linearen Auslaugung entlang den Bruchzonen auch flächenhafte Gipsauflösung erfolgt. Es ist einleuchtend, daß diese Vorgänge für die Wege und die Beschaffenheit des Tiefenwassers von besonderer Bedeutung sein müssen. Im Abschnitt B wird darauf noch zurückzukommen sein.

Ebenso sicher ist, daß die Wegführung eines bei Erfurt heute noch fast 80 m mächtigen Schichtengliedes bei der morphologischen Gestaltung des Nordwestthüringer, insbesondere des Mühlhausen—Langensalzaer Beckens eine nicht zu unterschätzende Rolle gespielt haben muß.

---

11) Da die Mehrzahl der herangezogenen Bohrungen Reichsbohrungen sind, können die genaueren Unterlagen nicht mitgeteilt werden.

12) Eine Tatsache, die bei Profil- u. a. Konstruktionen im Thüringer Becken sehr zu beachten ist.

13) Bezeichnend dafür ist unter anderem das Profil der Bohrung Pöthen 1.

H. Weber hat in seinen oben erwähnten Arbeiten den Auslaugungsprozeß in Einzelphasen zerlegt und die Lage der Phasen gerade am Beispiel des Hainich demonstriert (1930). Wenn man diesem Gedanken der „rhythmischen", besser wohl „phasenhaften" Auslaugung weiter nachgeht, so läßt sich nicht nur der augenblickliche Stand, sondern auch das Wandern der Phasen verfolgen (s. Taf. 33).

Im Jungalluvium liegt die Phase 1 (vorwiegend Salzauflösung) ganz im Beckeninnern, kenntlich an den breiten und flachen, nicht durch Flußerosion geschaffenen Senken zwischen Oberdorla, Schönstedt und Altengottern. Ringförmig schließen sich herum zunächst die Phase 2 (Umwandlung des Anhydrits in Gips[14]), und dann die Phase 3 (Gipsauflösung). Die Lage der Phase 3 macht sich durch ausgedehnte Erdfallbildungen bemerkbar.

Im Alt-Alluvium ist die Lage der Phase 1 erkennbar an den flachen, mit mächtigem alluvialem Kalktuff gefüllten Wannen von Mühlhausen, Körner, Langensalza, Gräfentonna, Greußen und anderen, die kaum anders als als Laugformen zu deuten sind. Die Phase 1 umschließt also beinahe ringförmig das Gebiet der jüngeren Senkungsbecken, d. h. damals das Gebiet intakten Salzes.

Im Diluvium muß die Salzauslaugungsphase noch weiter außerhalb gelegen haben. Ob sie durch die diluvialen Kalktuffe von der Blauen Haube, Klippe, Sülzenberg, Gräfentonna, Bilzingsleben fixiert ist, mag vorläufig noch dahingestellt bleiben. Dafür spricht jedenfalls die auffallende Anordnung ringsum außerhalb der Alt-Alluvialbecken.

Die Lage der mit Kalktuff gefüllten Salzauslaugungswannen an den Kluftzonen, auf die im vorhergehenden Abschnitt hingewiesen wurde, bedeutet nicht etwa eine lineare Salzauslaugung, sondern die Kluftzonen sind gewissermaßen die Skala, auf der das Einwärtswandern der ringförmigen Phasen von Zeit zu Zeit registriert wurde. Die Schnittpunkte des Phasenringes „Salzauslaugung" mit den Kluftzonen im Alt-Alluvium sind markiert durch die alluvialen, die Schnittpunkte Phase 1 — Kluftzonen im Diluvium durch die diluvialen Kalktuffe.

In einem früheren Abschnitt (Seite 593) wurde die Tatsache des Wanderns des Unstrutlaufes nach dem Beckeninnern zu beschrieben. Es soll hier nicht mit aller Bestimmtheit behauptet, aber doch darauf hingewiesen werden, daß dieses Einwärtswandern der Unstrut möglicherweise eine Folge der zu dieser Zeit einsetzenden Auslaugung sein könnte, die ja, wie oben erwähnt, nicht unbedeutende Veränderungen des Reliefs mit sich gebracht haben muß.

Die Auslaugungsvorgänge gehen auch heute noch immer weiter. Besonders in der Zone der Gipsauslaugung entstehen fortwährend neue Erdfälle, oft mit Wasseraustritten. Die Lösungsvorgänge haben eben eine weitgehende unterirdische Verkarstung des Mittleren Muschelkalkes hervorgerufen. Von den Hohlräumen, die dadurch entstanden sind, kann man sich etwa eine Vorstellung machen, wenn man hört, daß allein die vier Quellen in Popperode bei Mühlhausen (Popperöder Quelle, Grundsloch, Salzquelle,

14) Die praktisch keine und theoretisch nur geringe Bedeutung hat, da die Umwandlung des Anhydrits zu Gips doch schon bei der Lösung des Salzes stattgefunden haben dürfte.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Thomasquelle) seit 1199 insgesamt etwa 3 Millionen cbm gelöste Stoffe gefördert haben.

Die Hohlraumbildungen im Mittleren Muschelkalk führten weiterhin zur Entstehung von Spalten- und Kluftnetzen im Oberen und Unteren Muschelkalk. Der letztere neigt allerdings an sich schon außerordentlich zur Kluftbildung und inneren Verkarstung. Außer vielen wasserabführenden Erdfällen im Muschelkalkgebiet, auf deren Grunde häufig durch Wasser höhlenartig erweiterte Spalten aufgeschlossen wurden, ist als typische Karsterscheinung das Verschwinden des Oberlaufs der Helbe zu betrachten, das E. Triebel (1927) beschrieben hat.

B. Der heutige hydrologische Zustand

Nachdem bisher die allmähliche Entwicklung des ober- und unterirdischen Wassersystems im Laufe der jüngeren erdgeschichtlichen Vergangenheit verfolgt wurde, ist es die Aufgabe des Abschnitts B dieser Arbeit, den heutigen Zustand zu schildern. Schon bald, besonders bei der Aufnahme von Blatt Oberdorla, wurde von E. Kaiser (1905) erkannt, daß in diesem ganzen nordwestthüringer Becken der stratigraphisch-geologische Bau, d. h. die Wechselfolge durchlässiger und undurchlässiger Schichten, von recht geringer Bedeutung für die Wasserführung ist. Ausgezeichnet wasserstauende Horizonte, wie die Rötgrenze, erwiesen sich bei näherer Untersuchung als wasserleer, andererseits traten mitten in überwiegend tonigen Schichten (z. B. Ceratitenschichten) große Wassermengen zutage, und zwar Trinkwasser und Salzwasser dicht nebeneinander. Damit war schon der Hinweis gegeben, daß die Tektonik hier die Ausbildung normaler Wasserstockwerke auf das empfindlichste stört. Damit ergaben sich auch für die Planung von Wasserversorgungsanlagen erhebliche Schwierigkeiten. In folgendem wird der Versuch gemacht, die teilweise recht komplizierten Zusammenhänge zwischen Oberflächengestalt, Stratigraphie und Tektonik einerseits und den Grundwasserverhältnissen andererseits möglichst weitgehend zu klären.

I. Quellen

a) Schichtquellen

Schichtquellen von größerer Bedeutung sind im behandelten Gebiet kaum vorhanden. Wohl finden sich an der Grenze verschieden durchlässiger Schichten ab und zu kleinere Wasseraustritte, die aber meist im Sommer und Herbst versiegen. Nur wenige sind auf den Karten verzeichnet, keine ist imstande, regelmäßiger Wasserversorgung zu dienen. Auch ist bei einem Teil dieser Quellen nicht sicher, ob sie nicht doch einer kleineren Störung oder Kluftzone ihr Dasein verdanken. Die Schichtquellen sind in Tabelle 2 zusammengestellt.

Im Mittleren Keuper ist uns nur eine Quelle bekannt, die nicht ohne weiteres einer Spalte zugeordnet werden kann, die „Schwefelquelle" bei Ämilienhausen bei Höngeda. Sie war früher als Heilquelle berühmt, im Mittelalter stand in ihrer Nähe ein Pestkrankenhaus. Das Wasser ist von freiem Schwefel schwach milchigtrübe und schmeckt etwas nach Schwefelwasserstoff, ist also ungenießbar.

Der Unterkeuper führt häufig in seinem liegenden Teil, dem Hauptsandstein, geringere Wassermengen, so am Schildbach bei Lengefeld, wo

drei kleinere Quellen entspringen, ebenso östlich des Weißen Hauses u. a. O. Auch nordöstlich von Thamsbrück sind zwei Quellen im Unteren Keuper bekannt.

Auch in den Ceratitenschichten, wo tonige mit Kalkbänken wechseln, kommt es gelegentlich zu Anstauungen, so am Lehdeborn bei Langula. Stauend wirkt meist der untere Teil der Schichtenfolge.

Als Quellhorizont wichtiger ist die Grenze Oberer gegen Mittlerer Muschelkalk. Die Wässer aus dem klüftigen Trochitenkalk stauen sich auf den dichten Dolomiten und Mergeln, die an der Oberkante des Mittleren Muschelkalkes liegen. Falls nicht Gipslinsen erfaßt wurden, ist das Wasser genießbar, oft auch reichlich vorhanden. Diesem Horizont kommt also eine gewisse Bedeutung zu. Bekannte gute Quellen liegen in Bickenriede, Anrode, an der Beiröder Spinnerei (Hackeborn), im Flachstal, in Holzthalleben u. a. O.

Der Mittlere Muschelkalk selbst ist ein typischer Wasserschlucker. Er enthält, wie die Erdölbohrungen immer wieder gezeigt haben, weitausgedehnte Hohlräume, die allen Zementier- und Verstopfungsversuchen zum Trotz jede beliebige Wassermenge spurlos verschwinden ließen. Es lag nahe anzunehmen, daß die im Mittleren Muschelkalk einziehenden Wässer durch den Unteren bis zur Rötgrenze durchsickern würden, die Bohrungen bei Schönstedt und im Stadtwalde haben aber gezeigt, daß die Rötgrenze hier kein Wasser führt, ebensowenig wie der Untere Muschelkalk, so daß also das Niederschlagswasser in den Kluftsystemen des Mittleren Muschelkalkes abfließen muß.

Nur an den Oberflächenausbissen der Rötgrenze im Norden und Westen des Gebietes sind Quellaustritte zu beobachten, so am Dünrand, bei Kloster Zella östlich Lengenfeld u. St., sowie am westlichen Hainichrand.

Tabelle 2

Schichtquellen in Nordwest-Thüringen

Name und Lage	Blatt	Horizont	Bemerkung
Ämilienhausen	Oberdorla	km	
Schildbach b. Lengenfeld	Mühlhausen	ku_1	3 Quellen
Hollenbacher Steingraben	Mühlhausen	ku_1	
O Weißes Haus	Oberdorla	ku_1	
NO Thamsbrück	Langensalza	ku_1	2 Quellen
Wasserthalleben	Greussen	ku_1	
Lehdeborn W Langula	Oberdorla	mo_2/mo_1	
Bickenriede, Köhlerbr.	Mühlhausen	mo_1/mm	Spaltenquelle ?
Beiröder Spinnerei	Mühlhausen	mo_1/mm	
Flachstal b. Kaisershagen	Mühlhausen	mo_1/mm	
Holzthaleben	Keula	mo_1/mm	
Deuna	Niederorschel	mu/so	
Rüdigershagen	Niederorschel	mu/so	
Reifenstein	Niederorschel	mu/so	
Saugrund b. Reifenstein	Niederorschel	mu/so	
Kloster Zella	Küllstedt	mu/so	

b) Spaltenquellen

Viel bedeutender als die Schichtquellen sind nach Anzahl und Ergiebigkeit die Spaltenquellen, die entweder nachgewiesenen Schichtenstörungen oder Kluftzonen ihr Dasein verdanken. Sie sind sehr zahlreich vorhanden (s. Taf. 31), die nachstehende, nach Kluftsystemen geordnete Aufzählung kann daher keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

Tabelle 3

Spaltenquellen in Nordwest-Thüringen

Name und Lage	Anzahl	Blatt	Kluftsystem
Ludenborn b. Hallungen	1	Oberdorla	Eichenberg
Kirchbrunnen b. Hallungen	1	Oberdorla	Eichenberg
Mahlborn b. Hallungen	1	Oberdorla	Eichenberg
Oberdorlaer Quellen[15])	4	Oberdorla	Oberdorla
W Langula	1	Oberdorla	Oberdorla
Lohbergquellen	1	Oberdorla	Oberdorla
Harterode	1	Oberdorla	Oberdorla
Spittelbrunnen	1	Oberdorla	Oberdorla
Mülverstedt	1	Oberdorla	Oberdorla
Anrode	1	Küllstedt	Küllstedt
SW Bickenriede	1	Mühlhausen	Küllstedt
Dörna	2	Mühlhausen	Küllstedt
Tiefental	1	Mühlhausen	Küllstedt
SW Sambach	1	Mühlhausen	Küllstedt
Johannistal	2	Mühlhausen	Küllstedt
Schlößchen b. Waldfrieden	1	Mühlhausen	Küllstedt
Popperöder Quellen	3	Oberdorla	Küllstedt
Thomasquelle	1	Oberdorla	Küllstedt
N Ringmühle b. Altengottern	1	Langensalza	Küllstedt
SO Schönstedt	1	Langensalza	Küllstedt
Schwefelquelle Langensalza	1	Langensalza	Küllstedt
Mittelbrunnen b. Langensalza	1	Langensalza	Küllstedt
Thamsbrücker Mühle, Schwefelquelle	1	Langensalza	Küllstedt
Kloster Homburg	1	Langensalza	Küllstedt
Rahmbach N Waldstedt	1	Langensalza	Küllstedt
Golken b. Ufhoven	2	Grossenbehringen	Küllstedt
Hollenbach	2	Mühlhausen	Küllstedt
N Röttelsee	1	Mühlhausen	Küllstedt
Sambach	1	Mühlhausen	Küllstedt
Breitsülze	1	Mühlhausen	Küllstedt

15) Wichtige Quellen sind gesperrt.

Name und Lage	Anzahl	Blatt	Kluftsystem
Unstrutquelle	1	Dingelstädt	Dingelstädt
Helmsdorf	2	Mühlhausen	Dingelstädt
Breitenbich	2	Mühlhausen	Dingelstädt
Reiser	2	Mühlhausen	Dingelstädt
Lochmühle b. Körner	3	Schlotheim	Windeberg
Pöthen	1	Schlotheim	Schlotheim
Notterquellen b. Marolterode	2	Ebeleben	Schlotheim
Tennstedt, Schwefelquelle	1	Gr. Vargula	Schlotheim
Greussen	2	Greussen	Greussen
Gründelloch b. Kindelbrück	1	Kindelbrück	Kindelbrück

Über die Entstehung, Schüttung und Zusammensetzung einiger in Tab. 3 angeführter Spaltenquellen hat K. Nennstiel (1933) wertvolle Mitteilungen gemacht. Die wirtschaftlich besonders wichtigen und hydrologisch sehr interessanten Quellen von Popperode wurden von E. Kaiser (1905) und G. Mempel (1929) bearbeitet. Die auffallenden Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung und der Temperatur der vier dort eng beieinander liegenden Erdfallquellen wurden von mir so erklärt, daß die westlich liegenden Trinkwasserquellen ihr Wasser Spalten entnehmen, die nur bis in die Ceratitenschichten hinabreichen, während die Mineralwässer der östlichen Quellen auf Spalten von der Grenze zwischen Trochitenkalk und Mittlerem Muschelkalk emporsteigen. Die enge Parallelität der Ergiebigkeitsschwankungen aller Quellen, die angesichts der sonstigen Unabhängigkeit rätselhaft blieb, fand ihre Deutung durch den Nachweis gleicher Schwankungen der Niederschlagsmengen im Einzugsgebiet. Zwischen Regen- und Quellwassermenge besteht eine etwa elfmonatige Periode.

Es ist an dieser Stelle notwendig, auf die Entstehung von Erdfällen und Springquellen überhaupt einzugehen, da sie von besonderer Bedeutung für die Wasserversorgung ist. In dem Glauben, daß die Hauptmenge des Wassers, das in den Spaltenquellen zutage tritt, auf den Schichtflächen dem Keuperbecken zuströmt und an den Zerrüttungszonen aufgestaut und nach oben gedrängt wird, hat man versucht, dieses zulaufende Wasser durch Bohrungen, z. B. westlich der Küllstedter Zone bei Popperode und im Stadtwald, „abzufangen". Sämtliche Bohrungen sind fast trocken geblieben, auch an der Rötgrenze fand sich kein Wasser. Schon 1929 habe ich darauf hingewiesen, daß der Hauptzulauf zu den Popperöder Quellen nicht senkrecht zur Kluftzone, sondern in ihrem Streichen erfolgt. Gewiß werden die Klüfte von Schichtwasser gespeist, es sind das aber Einzelfäden; der „Strom" läuft in den Klüften. Es liegt eben ein ganz ausgesprochener „unterirdischer Wasserlauf" vor.

Die Bildung von Erdfallquellen zeigt das aufs deutlichste. Das in der Kluft rinnende Wasser löst den in und unmittelbar neben der Kluft liegenden Gips auf und schafft sich immer größere Hohlräume, in denen es weiter fließen kann. Bricht dann die Decke eines solchen Hohlraumes ein, so

Tabelle 4

Analysen nordwestthüringer Quellen- und Brunnenwässer

Angaben in mg pro l

	Thomasquelle (8) [17]								Popperöder Quelle (12)		Grundsloch (13)	Grundsloch + 3 Brunnen (13, 9, 10, 11)				
	12. 6. 1901	28. 8. 1901	29. 4. 1902	14. 6. 1902	20. 3. 1903	20. 5. 1911	2. 5. 1917	1929	Gräger 1843	Geol. L.-A. 29. 4. 1902	24. 11. 1893	20. 7. 1904	16. 12. 1908	20. 9. 1910	26. 9. 1912	2. 5. 1917
Trockenrückstand	3829	2123	3935	4032	4350	3015	3165	2978		510	624	538	532	535	540	525
Chlor Cl	1122	639	1287	1214	1344	663	716	697,1		Sp.	50	14,1	8,5	14,2	10,6	14,1
Kalk CaO			640					635			181	177,6	181,6	179,2	185,2	196
Magnesia MgO			110					82,3			54	57,6	51,3	53,7	51,9	48,2
Schwefelsäure SO_3			873				827	793,2			114	92,4	96,7	88,7	99,4	100,1
Kohlens. CO_2 geb.							129	129,8				143,8	143	149,0	145,9	111,1
Ammoniak NH_3	—		Sp.					—			—	—	—	—	—	—
Salpeters. N_2O_5	Sp.		—					—			Sp.	Sp.	Sp.	—	—	—
Salpetrig. S. N_2O_3	—		—					—			Sp.	—	—	—	—	—
Kali und Natron			1147									—	Sp.	Sp.	Sp.	
Organ. Substanz	0,75		3								1,2	2,8	3,8	3,6	3,4	2
$MgCO_3$									83,7	111		121	107,7	112,8	109,0	100,8
$CaCO_3$								86,6	397,7	250		182,5	196,9	204,4	201,8	224,4
$CaSO_4$								1348,0	75,5	85	—	157,1	164,4	150,8	169,0	170,3
$CaCl_2$												21,6	7,8	5,2	5,2	23,4
Na_2SO_4									67	85		—	—	—	—	
NaCl								1098	—	Sp.	82,5	5,9	7,5	19,1	13,2	
SiO_2								8,7				14,0	15,2	9,2	9,2	2,0
Fe_2O_3								} 4				{ 2,8	1,4	6,0	3,6 }	
Al_2O_3																
Vorübergeh. Härte								16,29			12,9	18,3	18,1	18,9	18,5	18,3
Bleibende Härte								58,65			9,0	7,5	7,2	6,5	7,2	8,1
Gesamthärte	65	40	79,4		73			74,94		24,9	21,9	25,8	25,3	25,4	25,7	26,4

17) Die Zahlen hinter den Quellnamen geben die Nummer an, unter der die Quellen usw. in den Tabellen 5—8 aufgeführt sind.

Tabelle 4 (*Fortsetzung*)

	Salzquelle (16)	Beyreißquelle (38)	Breitsülze (37)	Bhrg. 5 (15)	Bhrg. 5 (17)	Hecht (25)	Hecht (27)	Giebe I (32)	Giebe II (33)	Giebe III (34)	Thuringia (35)	Weinberg (73)
	30. 5. 1929	1929	2. 8. 1929	21. 10. 1929								
Trockenrückstand .	1126	596	766								267,3	1591,0
Chlor Cl	179,4	28,0	28,0	14,0	287		682				15,7	72,4
Kalk CaO	262,5	186	236,0			510					63,5	280,8
Magnesia MgO . . .	61,6	80,3	62,3			69,6					10,0	175,1
Schwefelsäure SO_3 .	266,6	—	207,8								105,6	591,7
Kohlens. CO_2 geb. .	137,5	224,4	134,0			174					13,8	75,5
Ammoniak NH_3 . .		—	—								Sp.	Sp.
Salpeters. N_2O_5 . . .		—	Sp.								3,8	
Salpetrig. S. N_2O_3 .		—	—								—	
Kali und Natron . .											reichl.	
Organ. Substanz . .											0,4	
Mg CO_3			—								21	
Ca CO_3	312,5	332,1	303,0								6,4	
Ca SO_4	212,6		142,0								145,6	
Ca Cl_2			14,8									
Na_2SO_4	34,3										35,2	
Na Cl	296	—	15,0								25,9	
Si O_2	10	6,4	13,0				15				1,6	187,4
Fe_2O_3	0,3	0,1	—				2,3				Sp.	{ 11,6
Al_2O_3	3,1	—	—									
Vorübergeh. Härte .	17,5	18,6	17,0	8,7	11,5	22,1	15,6				17,6	9,50
Bleibende Härte . .	17,31	11,24	15,28	13,2	24,9	51,0	71,3				59,9	43,09
Gesamthärte	34,81	29,84	32,28	21,9	36,4	60,8	86,9	40	40	46	77,5	52,59

Bei der Tabelle sei besonders auf die erheblichen Unterschiede im Mineralgehalt zwischen den eng beieinander liegenden Gruppen der Thomas- und Salzquelle einerseits und der Popperöder Quelle, des Grundsloches und der Beyreißquelle andererseits hingewiesen.

kann der Fall eintreten, daß durch das hereinstürzende Material der Weiterfluß des Wassers gehemmt und dieses gezwungen wird, in dem entstandenen Erdfall an der Oberfläche auszutreten. Das schönste Beispiel für die Bildung einer solchen Erdfallquelle bietet die plötzliche Entstehung der Thomasquelle im Jahre 1901, wo über Nacht aus einem neuen Erdfall über 2000 cbm täglich entströmten. Schichtwasser kann niemals in solchen Mengen plötzlich erscheinen. Wird der unterirdische Abfluß ganz oder zum Teil wieder frei gemacht, so nimmt die Ergiebigkeit ab bzw. wird gleich Null.

Will man daher größere Wassermengen erschließen, so kann dies nur innerhalb des Streichens der Kluftzone geschehen. So hat die Bohrung 5 nordwestlich von Popperode gutes und reichliches Wasser geliefert. Es ist allerdings zu bedenken, daß innerhalb derselben Zone Spalten mit gutem und solche mit Salzwasser dicht nebeneinander verlaufen, so daß man leicht auch viel Salzwasser antreffen kann. Für das Gebiet von Popperode läßt sich allerdings eine gewisse Voraussage machen, indem im Ostteil dieses Erdfallgebietes Salzquellen, im westlichen Teil Trinkwasserquellen aufsteigen.

Eine weitere Bestätigung dieser Beobachtung bringt eine mir 1929 noch nicht bekannte Analyse einer wenige hundert Meter westlich der Popperöder Quelle gelegenen Erdfallquelle, der Beyreiß'schen Quelle, die in Tab. 4 aufgeführt ist. Sie stimmt außerordentlich gut mit der Popperöder Quelle überein, gibt also gutes Trinkwasser. Dagegen zeigt sich, wie später noch ausgeführt wird, nach Osten zu in steigendem Maße eine Versalzung in den tieferen Horizonten[16]).

Das Gebundensein der Trinkwasserquellen an eine westliche, der Salzquellen an eine östliche Zone spricht gegen eine Kreuzung herzynischer und rheinischer oder variskischer Spalten bei Popperode und Langensalza. In einem solchen Falle müßte zweifellos eine hydrologische Verbindung und damit eine Vermischung von Trink- und Mineralquellen eintreten. Nun haben allerdings Pumpversuche in Popperode, bei denen alle Trinkwasserlieferanten gleichzeitig stark beansprucht wurden, ein Absinken auch des Spiegels der Salzquelle gezeigt, aber nur um $1^1/_2$ cm. Leider wurde nicht kontrolliert, ob bei den Pumpversuchen auch die Härte der Brunnenwässer anstieg, in diesem Falle könnte man vielleicht auf eine Erfassung des Mineralwasserzulaufs schließen. Die sehr geringe Absenkung der Salzquelle ist aber nur auf die Abziehung des oberen Grundwasseranteils zurückzuführen, der tiefere Salzwasserzufluß wurde nicht beeinflußt. Auch die Tatsache, daß seit dem Entstehen der Thomasquelle die Schüttung der Trinkwasserquellen zurückging, ist noch kein Beweis für einen „einheitlichen Grundwasserträger im Untergrund" (wie Thiem in einem Gutachten meint). Aus allen Horizonten strömte eben das Wasser dem Punkte des geringsten Widerstandes zu.

Bei einer Erweiterung der Wasserversorgungsanlagen von Popperode käme für Bohrungen das Gebiet zwischen Popperode und Pfafferode in

16) Interessant ist, daß auch bei den Golkequellen bei Langensalza eine westliche Trinkwasser- und eine östliche Salzwasserzone zu bestehen scheint. Die Obere Golke im W hat 32, die Untere Golke im O 46,2 deutsche Härtegrade.

Frage. Die Bohrungen müßten bis zur Oberkante des Mittleren Muschelkalkes durchgeführt werden, auf keinen Fall aber tiefer.

Eine Zusammenstellung der bisherigen chemischen Untersuchungen der Quellen des Popperöder Gebietes sowie anderer Brunnenwässer der Umgebung gibt die Tabelle 4.

II. Grundwasser

Außer an den natürlichen Grundwasseraustritten, den Quellen, lassen sich die Grundwasserverhältnisse studieren an den künstlichen Spiegelaufdeckungen: Brunnen und Bohrlöchern. Über die Ausbildung und Gestalt dieses Grundwasserspiegels war im Arbeitsgebiet bisher kaum etwas bekannt, ich habe es daher unternommen, einmal die Zusammenhänge durch Messungen soweit wie möglich zu klären.

a) Anlage und Ausführung der Messungen

Als Unterlagen für die Bearbeitung der Grundwasserverhältnisse der Stadt Mühlhausen und ihrer weiteren Umgebung standen vier Meßreihen zur Verfügung. Die ersten Messungen (Meßreihe I, Tabelle 5) wurden von Dr. Thiem-Leipzig im Jahre 1929 gelegentlich eines Gutachtens in der Gegend von Popperode ausgeführt. Es wurden damals (Ende 1929) an 22 Punkten die Gelände- und Wasserspiegelhöhen von Brunnen und Quellen einnivelliert, die Angaben sind also durchaus zuverlässig und genau. Außerdem lag aus dem Jahre 1929 (Oktober) noch eine Messung des Verfassers aus dem Stadtgebiet (Nr. 24) vor.

Um nun zunächst auch die Verhältnisse im engeren Stadtgebiet kennenzulernen, wurde im März 1933 (Frühjahrsstand) die erste Meßreihe (Meßreihe II, Tabelle 6) begonnen, deren Punkte vorwiegend in der Nähe der Stadt liegen. Eine Wiederholung der Thiem'schen Messungen hätte erhebliche technische Schwierigkeiten (Einstellung des Pumpbetriebes, Öffnung von Bohrbrunnen usw.) gemacht, sie mußte daher unterbleiben. Auch war die Lage des Wasserspiegels bei offenen Quellen, Bächen oder dgl., wie sie Thiem vorwiegend benutzt hat, mit meinen Hilfsmitteln nur sehr ungenau zu ermitteln. Ich habe mich daher vorzugsweise darauf beschränkt, die Spiegellage in Brunnen zu ermitteln. Über die Fehlerquellen, die sich durch die Benutzung von Brunnen ergeben, wird später noch zu sprechen sein. Da Mühlhausen ehemals lange Zeit eine befestigte Stadt war, findet sich besonders in der sogenannten Unterstadt eine ganze Reihe uralter Brunnen, die heute noch erhalten, aber nicht mehr in Benutzung sind. Dazu kommt noch eine große Zahl Brunnen neueren Datums, besonders auch in den gärtnerisch genutzten Außenbezirken. Leider waren aber zunächst keinerlei Angaben über die Lage der Brunnen zu erhalten, und so war ich darauf angewiesen, durch dauernde Nachfragen solche zu ermitteln. Hinzu kam, daß die Messungen in möglichst kurzer Zeit ausgeführt werden mußten, um das Ergebnis nicht durch inzwischen erfolgte Schwankungen des Grundwassers zu beeinträchtigen. Immerhin konnten innerhalb von fünf Tagen (13. bis 17. März 1933) 121 Brunnen festgestellt und gemessen werden,

wovon allerdings sofort 26 für die Auswertung ausschieden, da sie auf Angaben von Firmen (denen ein Fragebogen zugeschickt worden war) und Privatleuten beruhten und nicht nachkontrolliert werden konnten.

Um auch den Grundwasserstand bei Trockenheit festzustellen, wurde eine weitere Meßreihe im August 1933 durchgeführt (Meßreihe III, Tabelle 7). Hierbei wurden 4 Punkte der Reihe I von 1929 und 57 Punkte der Reihe II (März 1933) nochmals gemessen und 49 neue Punkte ermittelt, wovon wiederum 5 auf Angaben beruhende ausgeschieden wurden. Auch diese Meßpunkte lagen zwischen Hainichrand und der Ostgrenze der Stadt und verdichteten das Netz der I. und II. Reihe noch erheblich.

Schließlich wurde im August 1934 eine 4. Messung durchgeführt (Meßreihe IV, Tabelle 8), die einmal über die jährliche Schwankung im Stadtgebiet einen gewissen Anhaltspunkt geben sollte und auch durch die besonders starke Trockenheit des Jahres 1934 interessant zu werden versprach. Andererseits sollte sie aber auch ein wesentlich größeres Gebiet umfassen. So wurden 2 Punkte der Reihe I, 5 Punkte der Reihe II und 24 Punkte, die bei Reihe II und III schon wiederholt waren, nochmals eingemessen. Diese Punkte lagen also vorwiegend im weiteren Stadtgebiet. Hinzu kamen nun noch 245 Brunnen in 66 Ortschaften, Gütern und Einzelgehöften der weiteren Umgebung. Das untersuchte Gebiet erstreckt sich von Mülverstedt im Süden bis Geisleden im Nordwesten, im Nordosten bis Utterode und im Osten bis Körner, umfaßt also im wesentlichen das Mühlhäuser Becken und seinen West-, Nord- und zum Teil Ostrand [18]).

Als Meßinstrument diente bei allen Messungen eine 20 cm lange, messingne Brunnenpfeife, die uns vom Städtischen Bauamt Mühlhausen dankenswerterweise zur Verfügung gestellt wurde. Sie wurde bei unserer ersten Meßreihe an einer Hanfleine befestigt, die alle Meter einen blauen und alle 10 m einen roten Knoten besaß. Die Knoten wurden bei gespannter nasser Leine eingeschlungen und die Richtigkeit der Abstände häufig, mindestens aber morgens, mittags und abends kontrolliert, Abweichungen wurden sogleich bei den Meßergebnissen berücksichtigt. Die Zentimeter wurden mit dem Zollstock abgemessen.

Bei unseren späteren Messungen verwendeten wir ein Stahlmeßband, wodurch die Messungen weniger zeitraubend und genauer wurden. Allerdings hat das Stahlmeßband einen schwerwiegenden Nachteil: infolge der kaum vermeidbaren Knickbeanspruchung beim Aufsetzen des Lotes auf die Brunnensohle und beim Transport mit anhängendem Lot bricht es verhältnismäßig leicht. Wir haben mit unserem neuen Meßband wiederholt Brüche (meist bei den ersten Zentimetern) erlebt, die in einem Falle äußerst schwierige und langwierige Bergungsarbeiten notwendig machten. Wir haben daher später, besonders bei größeren Tiefen, die Pfeife noch mit einer „Notleine" gesichert, was aber wiederum Zeit (beim Einholen) kostete. Vielleicht wäre die Verwendung einer Meßkette zu empfehlen. Die Mitnahme eines zweiten, kleineren Lotes ist anzuraten, da häufig nur schmale Ritzen in der Brunnendeckung zum Einlassen vorhanden sind, auch bei vielen neuen Bohrbrunnen der Zwischenraum zwischen Verrohrung und Steigrohr nur sehr gering ist.

18) Siehe Abb. 1.

Tabelle 5

Grundwasserstände Popperode (Meßreihen I—IV)

Nr.	Name und Lage	Höhe über NN	Spiegel über NN: Ende 1929	März 1933	August 1933	August 1934	Bemerkungen
1	Kurhaus I	289,8 T	286,9 T		15. 285,7		Br b
2	Kurhaus II . . .	288,6 T	285,0 T		15. 283,5		Br b
3	Grüne Pforte . .	281,6 T	279,0 T				Br b
4	Bhrg. Grüne Pforte 6 .	288,5 T	262,5 T				
5	Feldweiche . . .	271,5 T	263,5 T				Br b
6	Feldweiche . . .	269,6 T	262,1 T				Br b
7	Feldweiche . . .	273,0 T	271,0 T				Br b
8	Thomasquelle . .	234,0 T	230,9 T				Qu
9	Brunnen III . . .	230,5 T	230,5 T				Br b
10	Brunnen II . . .	233,6 T	230,5 T				Br b
11	Brunnen I	233,1 T	229,8 T				Br b
12	Popperöder Quelle	230,4 T	227,8 T				Qu
13	Grundsloch . . .	228,9 T	227,4 T				Qu
14	Quelle bei Nr. 13 .	228,5		15. 227,8			Qu
15	Bhrg. Popperode 5	244,9 T	229,6 T				Br b
16	Salzquelle	?	229,8 T				Qu
17	Bhrg. 4, Pumpstation . .	231,7 T	229,8 T				Br b
18	Hochbehälter . .	?	227,8 T				
19	Quelle IV, Popperode . . .	226,2 T	226,0 T				Qu
20	Quelle III, Popperode . . .	225,5 T	225,6 T				Qu
21	Quelle II, Popperode . . .	226,0 T	225,7 T				Qu
22	Quelle I, Popperode . . .	226,0 T	225,6 T				Qu
23	Waldfrieden . . .	357,0 T	356,4 T		15. 353,9	20. 352,8	Br b
24	Erfurter Str. 6 . .	205,1	200,5	13. 200,6	14. 200,6	15. 200,6	Br u

Abkürzungen: T = Messungen von Dr. Thiem 1929 (Ruhewasserspiegel), Qu = Quelle, Br = Brunnen, b = in Benutzung, u = unbenutzt.

Tabelle 6

Grundwasserstände im Stadtgebiet Mühlhausen (Meßreihen II—IV)

Nr.	Name und Lage	Höhe über NN	Spiegel über NN: März 1933	Spiegel über NN: August 1933	Spiegel über NN: August 1934	Bemerkungen
25	Hecht I, Alter Blobach . .		(—)			Br b
26	Hecht II		(—)			Br b
27	Hecht III		(—)			Bg
28	Schmidt, Herrnstr. 24 . . .	215,9	(204,0)			Br b
29	Bergener I, Erfurter Str. . . .	204,1	(—)			Br b
30	Bergener II	204,1	(—)			Br b
31	Franke, Haarwand 63 . .	205	(202,5)			Br b
32	Giebe I, Klinge . .	200,5	(195,0)			Br b
33	Giebe II	200,5	(196,0)			Br b
34	Giebe III	200,5	17. 196,2			Br u
35	Thuringia, Johannisstr. . . .	220,0	(208,0)			Br b
36	Göbel, Jüdenstr. 22 .	210,0	(—)			Br b
37	Breitsülze	232	(—)			Qu
38	Beyreiß-Quelle . . .	258,9	(—)	15. 255,0 rd.		Qu
39	Stephan, Tonberg .	210,3	(209,0)			Br b
40	Bergbrauerei . . .	214,1	16. 212,8			Br b
41	Ringer, Kornmarkt	206,0	13. 200,8	16. 201,0	22. 200,9	Br u
42	Lindenbühl 36 . . .	207,2	13. (206,9)			Bach
43	Lindenbühl, Kreishaus	207,5	13. 203,1	16. 203,2	22. 202,5	Br u
44	Lindenbühl 10 . . .	210,5	13. (206,0)			Br **b**

Anmerkung: Die nicht kontrollierten und daher nicht benutzten Angaben von Firmen und Privaten stehen in ( ).

Abkürzungen: 197,5— = Spiegel lag tiefer als Brunnensohle ü. NN
Br = Brunnen b = benutzt **b** = stark benutzt
u = unbenutzt i B = in Bau
tr = trocken
Bg = Bohrung
Qu = Quelle
SL = Sammelloch

Tabelle 6 (Fortsetzung 1)

Nr.	Name und Lage	Höhe über NN	Spiegel über NN: März 1933	Spiegel über NN: August 1933	Spiegel über NN: August 1934	Bemerkungen
45	Brunnenstr. 19 . . .	209,7	13. 205,3	16. 205,2	22. 204,6	Br b
46	Brunnenstr. 49 . . .	208,5	14. (201,7)			Br b
47	Eisenacher Str. 13 .	214,9	14. 207,1	15. 207,2	22. 205,9	Br u
48	Trautmann, Stadtberg	219,5	14. 197,5—			Br tr
49	Baumschule, Stadtberg	231,5	14. 213,5—			Br tr
50	Beyrodt I, Langensalzaer Str.	202,5	14. 200,0	16. 199,6	22. 199,3	Br u
51	Beyrodt II	202,5	14. 200,3	16. 199,9	22. 199,4	Br u
52	Langensalzaer Landstr. 5	227,7	14. 204,7			Br u
53	Schadebergstr. 50 .	204,0	14. (197,0)			Br b
54	Schlachthof	200,0	14. 195,4			Br b
55	Thomas-Münzer-Str. 15	201,1	14. 198,6			Bg b
56	Gaswerk I	200,0	14. 196,4			Br b
57	Gaswerk II	200,0	14. 195,0—			Br b
58	Karlstr. 47	202,2	14 198,8	16. 198,5		Br b
59	Augustastr. 51 . . .	202,3	14. 199,1	16. 198,8	22. 198,6	Br u
60	Klingemühle . . .	201,5	14. 197,6	14. 197,5		Br u
61	Beyreiß, Steinweg .	212,5	14. 203,7	16. 202,8		Br b
62	Uckermann, Johannisstr. . . .	225,3	14. 220,1—			Br tr
63	Stadtberg 9	226,0	14. (211,1)			Br b
64	Stadtberg 16	227,0	15. 220,5			Br u
65	Böhntalsweg 60 . .	232,0	15. (218,0)			Br u
66	Löwenmühle . . .	218,5	15. 213.6	16. 213,8		Br b
67	Löwenmühle, Bach .	218,5 ?	15. (216,9)			Bach
68	Wanfrieder Str. 132	215,3	15. 211,4	16. 211,6		Br u
69	Schindergasse 189 b	216,5	15. 215,3	15. 214,4	22. 212,3	Br u
70	Schindergasse 189 b	215,2	15. 213,6	15. 212,9	22. 210,9	Br u
71	Schindergasse 189 b	218,1	15. 216,1	15. 216,0—		Br b
71a	Schindergasse 189 b	218,1			22. 213,8	Br u
72	Weinberg 4	234,0	15. 231,3	15. 228,0	22. 225,1	Br b
73	Weinberg 1	232,0	15. 229,2	15. 227,2	22. 223,1	Br b
74	Weinberg, Leifheit .	231,5	15. 229,5	15. 227,0	22. 225,4—	Br b

Tabelle 6 (Fortsetzung 2)

Nr.	Name und Lage	Höhe über NN	Spiegel über NN: März 1933	August 1933	August 1934	Bemerkungen
75	Weinberg 3	232,2	15. 230,0	15. 228,7		Br b
76	Schäfer, Aue . . .	221,0	15. (216,6)			Br b
77	Paul, Aue 97 . . .	222,0	15. 212,8			Br u
78	Hankel, Aue	223,5	15. 218,7	15. 218,6		Br u
79	St. Nicolai 192 c . .	226,0	15. 225,1	15. 225,0		Br b
80	St. Nicolai 209 . . .	232,0	15. 228,7	15. 227,0	22. 226,6	Br u
81	St. Nicolai 209 b . .	232,0	15. 229,9			Br i B
82	Wanfrieder Landstr. 2	240,2	15. 232,1	15. 230,4	22. tr	Br b
83	St. Nicolai 193 c . .	231,0	15. 228,5			Br u
84	Vw. Popperode I . .	228,6	15. 227,6	15. 227,4	22. tr	Br u
85	Vw. Popperode II .	230,0	15. 226,8	15. 226,2	22. tr	Br b
86	PopperöderGasse213	229,0	15. 227,6	15. 226,1		Br b
87	Haage I	227,6	15. 227,5	15. 226,7	22. 226,4	Br u
88	Haage II	227,5	15. 226,3	15. 225,7		Br b
89	Haage III	226,5	15. 224,5	15. 224,4	22. 226,4	Br u
90	Auebrücke 191 d . .	224,3	15. (221,3)			Br b
91	Zinkengasse 52 . .	219,8	16. 211,2	16. 210,9		Br b
92	Speckgasse, Tischler	214,0	16. 210,6			Br u
93	Speckgasse 82 g . .	212,5	16. 209,7	16. 209,1		Br b
94	Johannistal 82 l . .	218,5	16. (216,0)			Br b
95	Johannistal 154 . .	219,1	16. 216,3			Br u
96	Johannistal 153 a .	218,0	16. 215,1	16. 214,2		Br b
97	Johannistal 171 . .	220,4	16. 219,4	16. 219,0		Br b
98	Johannistal, neben Nr. 97 . .	219,5	16. 218,5			Qu
99	Johannistal 164 a .	221,0	16. 218,7	16. 218,5		Br u
100	Johannistal 3, I . .	222,0	16. (218,8)			Br b
101	Johannistal 3, II .	221,8	16. (220,0)			Br b
102	Johannistal 164 . .	224,5	16. (222,0)			Br b
103	Pfafferöder Höhle .	231,5	16. (227,5)			Br b
104	Pfafferöder Höhle 15 a . . .		(—)			Br i B
105	Pfafferöder Höhle 12		(—)			Br i B
106	Johannistal 5 . . .	225,0	16. 222,1	16. 219,6		Br b
107	Schaffentorstr. 1 . .	207,7	16. 205,5	16. 205,1		Br u
108	Petristeinweg 54, I .	210,8	16. 209,1	16. 209,0		Br u

Tabelle 6 (Fortsetzung 3)

Nr.	Name und Lage	Höhe über NN	Spiegel über NN: März 1933	Spiegel über NN: August 1933	Spiegel über NN: August 1934	Bemerkungen
109	Petristeinweg 54, II.	210,4	16. 209,6	16. 209,6		Br b
110	Petristeinweg 54, III	210,7	16. 209,3			Br u
111	Mittelstr. 131 . . .	208,5	16. 206,5	16. 206,4	22. 205,3	Br u
112	Mittelstr. 119 . . .	208,3	16. 207,0	16. 206,8		Br b
113	Mittelstr. 44	208,3	16. 206,0	16. 205,6		Br b
114	Mittelstr. 97	209,3	16. 208,8			Br b
115	Mittelstr. 100 . . .	208,8	16. 208,4			Br b
116	Nonnenbergstr. 6 .	219,5	16. 216,4	16. 214,4		Br b
117	Ammerbrücke . . .	208,0	16. 206,2			Br b
118	Ammerstr. 53 . . .	207,5	16. 203,7			Br u
119	Feldstr. 152, I . . .	206,0	16. 202,6	14. 202,6	22. 202,3	Br u
120	Feldstr. 22	204,5	16. 202,5	14. 202,3		Br b
121	Feldstr. 54	203,5	16. 200,2	14. 200,0		Br u
122	Sondershäuser Str. 166	201,9	16. 198,1			Br u
123	Wendewehrstr. 3 . .	202,5	16. 198,7	14. 198,4		Br b
124	Erfurter Str. 7 . . .	204,8	17. tr			SL
125	Demme, Untermarkt	207,3	17. 202,6			Br b
126	Erfurter Str. 30 . .	204,2	17. 200,7			Br b
127	Kilianistr. 6	213,0	17. 210,9	14. 209,7	22. 209,3	Br u
128	Wilhelmstr. 3 . . .	201,5	17. 198,2	14. 197,9		Br u
129	Wilhelmstr. 25 . . .	201,5	17. 198,1	14. 197,8		Br u
130	Gr. Waidstr. 31 . .	201,5	17. 198,1	17. 197,9	22. 196,6	Br u
131	Gr. Waidstr., Fabrik	202,7	17. 199,8	14. 199,6		Br u
132	Gr. Waidstr. 59 . .	202,8	17. 200,2			Br u
133	Flarchen, Garten . .	199,0	17. 197,1			Br b
134	Gartenstr. 18 . . .	201,5	17. 198,2	14. 197,4		Br b
135	Arnoldstr. 8	208,5	17. 202,2			Br b
136	Feierabend 23 . . .	209,8	17. ?			Br b
137	Feierabend 16/17 . .	211,0	17. 203,3--			Br b
138	Felchtaer Str. 34 . .	208,7	17. 203,6	16. 203,6	22. 203,4	Br u
139	Jakobistr. 2	210,0	17. 204,8	16. 205,0	22. 204,8	Br u
140	St. Jakobi 16 . . .	211,2	17. 206,3 ?	16. 207,5		Br b
141	Wahlstr. 13	211,7	17. 206,2			Br b
142	Am Blobach 2 . . .	218,0	17. 210,7	16. 210,8		Br b
143	Herrnstr. 18	216,9	17. (204,9)			Br b

Tabelle 7

Grundwasserstände in Stadt Mühlhausen und näherer Umgebung

(Meßreihen III — IV)

Nr.	Name und Lage	Höhe über NN	Spiegel über NN: August 1933	Spiegel über NN: August 1934	Bemerkungen
144	Windeberger Ldstr., Gärten . .	245,0	16. (230,5)		Br u
145	Windeberger Ldstr., Baumschule	240,5	14. (227,3)		Br b
146	Windeberger Ldstr., Lößgrube .	236,0	14. (224,0—)		Br b tr
147	Windeberger Ldstr., Rowedder .	236,0	14. (227,0+)		Br b
148	Windeberger Ldstr., Ziegelei I .	221,3	14. 213,7		Br b
149	Windeberger Ldstr., Ziegelei II .	222,9	14. 216,6		Br b
150	Windeberger Ldstr., Ziegelei III	220,5	14. 215,2	22. (213,4)	Br u
151	Flarchen, Garten				
152	Flarchen 119 b	199,0	14. 196,7	22. 196,3	Br b
153	Klinge 49	199,5	14. 197,0		Br b
154	Feldstraße 152, II	206,0	14. 202,6		Br b
155	Pfafferode	285,0	15. 283,7		Quelle
156	Pfafferode	285,0	15. 283,7		Teich
157	Wanfrieder Ldstr. 3	273,1	15. 269,4		Br b
158	Grüne Pforte, Giebe	286,0	15. 281,2		Br b
159	Weißes Haus	308,0	15. 301,8	22. 299,7—	Br b
160	Feldweiche, Garten	261,3	15. 260,0		Br b
161	Feldweiche, Schulz	262,0	15. 258,3		Br b
162	Stadtberg 18	228,6	15. 223,9		Br **b**
163	Stadtberg, Voigt	223,5	15. 207,1		Br b
164	Stadtberg, Windmühle	235,0	16. 226,4	22. 223,9	Br b
165	Brückenstraße 5	208,8	16. 202,7		Br b
166	Brückenstraße, Becké	208,0	16. 202,7		Br u

Abkürzungen: 224— = Spiegel lag tiefer als Brunnensohle über NN
227+ = Spiegellage über Brunnensohle, aber nicht meßbar
Br = Brunnen
b = benutzt **b** = stark benutzt
u = unbenutzt tr = trocken

Tafel 7 (Fortsetzung)

Nr.	Name und Lage	Höhe über NN	Spiegel über NN: August 1933	Spiegel über NN: August 1934	Bemerkungen
167	Rathaushof	209,0	16. 207,0	22. 206,8	Br u
168	Johannistal 4	245,0	16. 242,5		Br b
169	Pfafferöder Höhle, Busch	262,2	16. 259,3		Br b
170	Pfafferode, Garten	232,7	16. 228,8		Br b
171	Pfafferode (Claes)	230,0	16. 227,1		Br u
172	Kl. Tonberg 1	242,3	16. 236,7		Br u
173	Ämilienhausen I	194,0?	16. 193,0 r		Br b
174	Ämilienhausen II	194,0?	16. 193,0 r		Br b
175	Ämilienhausen III	198,0?	16. 193,0 r		Br b
176	Rieseniger Berg	227,0	16. (197,6)		Br b
177	Kreuzgraben, Kleeberg	202,6	17. 198,3		Br u
178	Steinweg 29	210,5	17. 204,6		Br b
179	Löwe, Obermarkt	217,0	17. 204,5		Br b
180	Kellner, Tonberg	228,2	17. 224,2		Br u
181	Rosenstraße 30	213,8	17. 210,1		Br b
182	St. Petri 20 c	229,0	17. 227,7		Br b
183	Sambach, Garten I	251,5	17. 244,0		Br b
184	Sambach, Gut	251,4	17. 250,8		Quelle
185	Sambach, Garten II	256,1	17. 251,8		Br b
186	Sambach Garten III	235,4	17. 248,7		Br b
187	Schröterode I	285,0	18. 280,5		Br b
188	Schröterode II	289,0	18. 286,3	15. 286,2	Br u
189	Erfurter Höhle I	220,5	18. 204,0		Br b
190	Erfurter Höhle II	214,3	18. 202,7		Br b
191	Erfurter Höhle III	215,8	17. 203,9		Br u
192	Erfurter Höhle IV	217,7	18. 204,6		Br b

Tabelle 8

Grundwasserstände in der weiteren Umgebung von Mühlhausen

(Meßreihe IV vom 15. — 25. 8. 1934)

Nr.	Ort	Höhe über NN	Spiegeltiefe	Spiegel über NN	Spiegel am	Bemerkungen
193	Windeberg	345,0 g	3,13	341,9	15.	Br b
194	„	346,3	1,63	344,7	15.	Br b
195	Saalfeld	348,5	6,94	341,6	15.	Br **b**
196	„	349,0	4,16	344,8	15.	Br b
197	„	350,0 g	6,70	343,3	15.	Br b
198	„	355,0 g	3,20	351,8	15.	Br b
199	Gr. Keula					Z
200	„	426,5	7,45	419,0	15.	Br b
201	„					Z
202	„					Z
203	„	404,5	0,35	404,1	15.	Br b
204	„	403,0	6,75	396,2	15.	Br **b**
204 a	„	403,0	3,46	399,5	15.	Br b
205	Ammern	223,0	9,48	213,5	16.	Br b
206	„	221,5	8,32	213,2	16.	Br u
207	„	219,5	8,28	211,2	16.	Br b
208	„	219,5	4,67	214,8	16.	Br u
209	„	217,0 r	4,35	213,0 r	16.	Br u
210	„	227,0	7,54	213,5	16.	Br b
211	Reiser	230,0 g	2,51	227,5	16.	Br u
212	„	230,0 r	2,70	227,3	16.	Br b
213	„	230,0 r	2,85	227,2	16.	Br b
214	Kaisershagen	347,5 g	1,93	345,6	16.	Br u
215	„	340,5	0,30	340,2	16.	Br u

Abkürzungen: 345,0 g = Höhenbestimmung sehr genau
345,2 ? = Höhenbestimmung fraglich
345 r = Höhenbestimmung rund
11,3 + = Spiegel liegt tiefer als Brunnensohle
341,9 — = Spiegel liegt weniger hoch über NN

Br = Brunnen
b = benutzt
b = stark benutzt
u = unbenutzt
tr = trocken
Qu = Quelle
Z = Zisterne

Tabelle 8 (Fortsetzung 1)

Nr.	Ort	Höhe über NN	Spiegeltiefe	Spiegel über NN	Spiegel am	Bemerkungen
216	Kaisershagen	352,0 r	2,65	349,3	16.	Br u
217	„	348,0	2,68	345,3	16.	Br u
218	„	351,0 r	1,10	349,9	16.	Br b
219	Sollstedt	455,0 g	2,01	453,0	16.	Br b
220	„	457,5	3,92	453,6	16.	Br b
221	„	452,5	1,72	450,8	16.	Br b
222	„	452,0	1,51	450,5	16.	Br b
223	Kl. Keula	453,0	5,76	447,2	16.	Br b
224	„	445,0	4,56	440,4	16.	Br b
225	„	446,0	6,40	439,6	16.	Br b
226	„	443,0	5,05	437,9	16.	Br u
227	„	443,5	7,16	436,3	16.	Br b
228	„	444,0	4,19	439,8	16.	Br b
229	Zaunröden	447,5 r	5,29	442,2	16.	Br b
230	„	448,5	6,03	442,5	16.	Br u
231	„	450,5	6,55	443,9	16.	Br u
232	Hüpstedt	455,5	9,63	445,9	16.	Br u
233	„	460,0	11,30 +	458,7 —	16.	Br tr
234	„	457,0	7,20 +	449,8 —	16.	Br tr
235	„	466,3	7,35	458,9	16.	Br b
236	Eigenroder Warte	465,0	3,37	461,6	16.	Br b
237	„	460,0 g	2,51	457,5	16.	Br b
238	Beberstedt	450,0	3,39	446,6	16.	Br b
239	„	449,0	5,95	443,0	16.	Br u
240	„	445,0	0,55	444,5	16.	Br u
241	Eigenrode	370,0 r	20,00 +	350,0 —	16.	Br b
242	„	370,0	2,90	367,1	16.	Br u
243	„	362,0	2,00	360,0	16.	Br b
244	„	364,0	1,28	362,7	16.	Br b
245	Dachrieden	253,0 r	9,30	243,7	17.	Br u
246	„	263,0 r	14,50 +	248,5 —	17.	Br tr
247	„	263,0	11,30 +	251,7 —	17.	Br u tr
248	„	269,0	16,75	251,3	17.	Br b
249	„	265,0	24,60 +	240,4 —	17.	Br u tr
250	Horsmar	280,0	13,38	266,6	17.	Br u
251	Horsmar, Warte	324,0	2,90	321,1	17.	Br b
252	Breitenbich	326,3	2,47	323,8	17.	Br b
253	„	327,5				Quelle
254	Zella	290,0	5,70 +	284,3 —	17.	Br tr
255	„	288,0				Quelle ?
256	„	290,0 g	1,40	288,6	17.	Br u

Tabelle 8 (Fortsetzung 2)

Nr.	Ort	Höhe über NN	Spiegeltiefe	Spiegel über NN	Spiegel am	Bemerkungen
257	Zella	290,0	5—6 r	285—284	17.	Br b
258	Helmsdorf	304,0	1,08	302,9	17.	Br b
259	„	311,0	4,08	306,9	17.	Br u
260	„	305,0 r	3,18	301,8	17.	Br b
261	Lengefelder Warte	370,5	7,00 +	363,5 —	17.	Br tr
262	Neuhaus	407,5 g	2,00	405,5	17.	Br u
262 a	Bickenriede	316,0	11,55 +	304,4 —	17.	Br tr
263	Dörnaer Warte	314,5 g	12,07	302,4	17.	Br b
264	Dörna	290,0 r	1,35	288,6	17.	Br b
264 a	„	299,0	4,55	294,4	17.	Br tr
265	„	288,5	5,63	282,9	17.	Br b
266	Lengefeld	273,5	0,50	273,0	17.	Br b
267	„	265,5	1,42	264,1	17.	Br u
268	„	262,5	6,21	256,3	17.	Br b
269	„	266,0	3,72	262,3	17.	Br u
270	„	264,0	1,64	262,4	17.	Br b
271	Hollenbach	299,0	1,84	297,2	17.	Br u
272	„	277,0		277,0	17.	Quelle
273	„	280,0	1,74	278,3	17.	Br u
274	„	282,0	1,52	280,5	17.	Br u
275	„	297,0	2,73	294,3	17.	Br b
276	Silberhausen	320,0	6,18	313,8	18.	Br u
277	„	320,5	6,92	312,6	18.	Br b
278	„	309,0	2,94	306,1	18.	Br b
279	„	310,0	2,15	307,8	18.	Br u
280	„	318,0 ?	2,44	315,6	18.	Br u
281	Dingelstedt	336,5	11,68	324,8	18.	Br u
282	„	330,0 r	8,84	321,2	18.	Br b
283	„	339,0 r	10,50 +	328,5 —	18.	Br u tr
284	„	330,0 r	5,46	324,5	18.	Br u
285	„	329,0 r	4,65	324,3	18.	Br u
286	„	330,0 r	7,40	322,6	18.	Br b
287	„	337,0 r	4,40	332,6	18.	Br
288	„	350.5	2,35	348,1	18.	Br u
289	Kefferhausen	364,5	1,61	362,9	18.	Br b
290	„	371,5 ?	1,83	369,7	18.	Br b
291	„	380,0	3,17	366,8	18.	Br u
292	Kreuzebra	428,0	8,24	419,8	18.	Br u
293	„	425,0	6,77	418,2	18.	Br b
294	„	420,0 g	1,94	418,1	18.	Br u
295	„	424,0	4,93	419,1	18.	Br b

Tabelle 8 (Fortsetzung 3)

Nr.	Ort	Höhe über NN	Spiegeltiefe	Spiegel über NN	Spiegel am	Bemerkungen
296	Geisleden	317,0	1,64	315,4	18.	Br u
297	„	316,5	1,35	315,1	18.	Br u
298	„	325,0	6,25 +	318,3 —	18.	Br u tr
299	Joksmühle	305,0 g	6,90	298,1	18.	Br u
300	Ankermühle	298,0	6,29	291,7	18.	Br b
300 a	Chausseehaus	310,0 ?	20,00 +	290,0 —	18.	Br tr
301	Heuthen	403,0	1,48	401,5	18.	Br b
302	„	405,0	2,30	402,7	18.	Br u
303	„	410,0	1,60 ?	408,4	18.	Br b
304	„	416,0	15,47	400,5	18.	Br u
305	Flinsberg	435,0	2,05	432,9	18.	Br u
306	Neuhaus	478,0	3,60 +	474,4 —	18.	Br tr
307	Wachstedt	484,0	8,93	475,1	18.	Br b
308	„	477,0	1,35	475,6	18.	Br b
309	„	481,0	5,30	475,7	18.	Br b
310	Küllstedt	450,0	1,51	448,5	18.	Br b
311	„	447,0	5,10	441,9	18.	Br b
312	„	449,0	3,06	445,9	18.	Br u
313	„	452,5	3,40	449,1	18.	Br u
314	„	440,0 g	3,02	437,0	18.	Br u
315	Büttstedt	369,0	2,94	366,1	18.	Br b
316	„	373,0	1,85	371,1	18.	Br b
317	„	371,5	1,84	369,7	18.	Br u
318	„	369,0	0,95	368,0	18.	Br u
319	„	366,0	1,53	364,5	18.	Br b
320	Eigenrieden	442,5	2,81	439,7	20.	Br u
321	„	464,0	0,93 ?	463,1 ?	20.	Br u
322	„	474,0	3,98	470,0	20.	Br u
323	„	446,0	4,01	442,0	20.	Br u
324	Struth	475,5	2,25	473,2	20.	Br u
325	„			Regenwasser		Z
326	„	475,5	1,98	473,5	20.	Br u
327	„	475,5	3,49	472,0	20.	Br u
328	Effelder	459,0	1,15	457,8	20.	Quelle
329	„	455,5	0,30	455,2	20.	Quelle
329 a	Spittelbrunnen	281,0	3,38 +	277,6 —	20.	Br tr
330	Weidensee	237,0	2,59	234,4	20.	Br **b**
331	Oberdorla	236,0	12,11	223,9	20.	Br b
332	„	230,0	4,33	225,7	20.	Br b
333	„	224,5	1,63	222,9	20.	Br b
334	Oberdorla, Erdfall	236,5	2,38	234,1	20.	Br b

Tabelle 8 (Fortsetzung 4)

Nr.	Ort	Höhe über NN	Spiegeltiefe	Spiegel über NN	Spiegel am	Bemerkungen
334 a	Oberdorla, Kainspring	239,0	2,50 r	236,5 r	20.	Br b
334 b	Oberdorla, Dittelhain	250,0	2,00 +	248,0 —	20.	Br tr
335	Oberdorla	236,0	7,30	228,7	20.	Br b
336	„	226,0	6,76	219,2	20.	Br **b**
337	„	227,5	4,45	223,0	20.	Br u
338	„	233,5	3,82	229,7	20.	Br b
339	„	232,2	2,80	229,4	20.	Br b
340	„	230,0 g	4,83	225,2	20.	Br b
341	„	218,0 r	0,95 ?	217,0	20.	Br b
342	Langula	244,5	4,60	239,9	20.	Br b
343	„	242,0 r	8,29	233,7	20.	Br **b**
344	„	242,0	3,62	238,4	20.	Br b
345	„	237,0	3,31	233,7	20.	Br b
346	„	235,0	3,27	231,7	20.	Br u
347	„	230,0	3,63	226,4	20.	Br u
348	Niederdorla	203,0	6,42	196,6	20.	Br b
349	„	201,0	3,00	198,0	20.	Br b
350	„	207,0	10,21	196,8	20.	Br b
351	„	202,0	1,77	200,2	20.	Br b
352	„	203,5	2,07	201,4	20.	Br b
353	„	208,0	12,00 +	196,0 —	20.	Br tr
354	Oppershausen	212,5	2,04	210,5	20.	Br b
355	„	217,5	3,59	213,9	20.	Br b
356	„	213,0	1,43	211,6	20.	Br b
357	„	222,0	7,70	214,3	20.	Br **b**
358	„	224,0	8,52	215,5	20.	Br b
359	Gunzelhof	210,0	2,80 +	207,2	20.	Br b tr
360	Felchta	220,0	4,63	215,4	20.	Br u
361	„	215,5	2,19	213,3	20.	Br b
362	„	218,0	3,75	214,2	20.	Br **b**
363	„	212,0	2,31	209,7	20.	Br b
364	Menterode	440,0 g	3,57	436,4	21.	Br u
365	„	433,0	1,37	431,6	21.	Br u
366	„	427,5	1,11	426,4	21.	Br u
367	„	430,5	2,02	428,5	21.	Br u
368	„	434,0	1,26	432,7	21.	Br u
369	Holzthalleben	407,0	16,88	390,1	21.	Br b
370	„	402,0	10,35	391,6	21.	Br b
371	„	395,5	1,55	393,9	21.	Br **b**

Tabelle 8 (Fortsetzung 5)

Nr.	Ort	Höhe über NN	Spiegeltiefe	Spiegel über NN	Spiegel am	Bemerkungen
372	Holzthalleben					
373	„	393,0	4,50	388,5	21.	Br b
374	„	383,0	6,45	376,5	21.	Br **b**
375	„	379,0	6,89	375,1	21.	Br b
376	„	390,0	3,15	386,8	21.	Br **b**
377	„	403,0	15,70	387,3	21.	Br u
378	„	406,0	15,05	388,9	21.	Br u
379	Urbach	345,0 g	2,90	342,1	21.	Br b
380	„	336,0	12,70	323,3	21.	Br u
381	„	326,0	7,95	318,0	21.	Br b
382	„	324,0	3,88	320,1	21.	Br b
383	„	327,0	1,37	325,6	21.	Br **b**
384	„	326,0	1,35	324,6	21.	Br b
385	Obermehler	280,5	11,21	269,3	21.	Br b
386	„	269,5	3,11	266,4	21.	Br b
387	„	269,0	7,08	261,9	21.	Br **b**
388	„	263,5	2,69	260,8	21.	Br b
389	„	265,0	0,50	264,5	21.	Quelle
390	Pöthen	302,0	0,87	301,1	21.	Qu? **b**
391	Gr. Mehler	235,5 g	2,45	251,0	21.	Br b
392	„	254,5	3,69	250,8	21.	Br **b**
393	„	256,0				Quelle
394	„	254,5	1,86	252,6	21.	Br b
395	„	260,0	9,11	250,9	21.	Br **b**
396	Volkenroda	283,5	4,22	279,3	21.	Br u
397	„	276,0	2,65	273,3	21.	Br b
398	„	278,0	4,85	273,1	21.	Br u
399	„	296,0	1,10	294,9	21.	Br u
400	Körner	216,5	4,49	212,0	21.	Br u
401	„	215,0	3,58	211,4	21.	Br u
402	„	215,0	8,25	206,7	21.	Br **b**
403	„	210,5	3,67	206,8	21.	Br **b**
404	„	213,5	2,40	211,1	21.	Br **b**
405	„	212,0	5,30	206,7	21.	Br **b**
406	„	216,0	4,02	212,0	21.	Br **b**
407	„	218.0	12,24	205,8	21.	Br u
408	Kl. Grabe	205,5	7,64	197,9	21.	Br b
409	„	199,0	2,01	197,0	21.	Br **b**
410	„	198,7	2,85	195,8	21.	Br b
411	„	199,5	3,51	196,0	21.	Br b
412	Gr. Grabe	203,0	5,35	197,6	21.	Br b

Tabelle 8 (Fortsetzung 6)

Nr.	Ort	Höhe über NN	Spiegeltiefe	Spiegel über NN	Spiegel am	Bemerkungen
413	Gr. Grabe	198,7	2,74	196,0	21.	Br b
414	„	197,0	3,04	194,0	21.	Br b
415	Görmar	197,0	4,14	192,9	21.	Br b
416	„	198,0	3,05	194,9	21.	Br b
317	„	200,0	6,92	193,1	21.	Br b
418	„	197,0	4,31	192,7	21.	Br b
419	Rüdigershagen	363,0	4,70	358,3	25.	Br u
419 a	„	350,0				Quelle
420	„	343,0	14,05	329,0	25.	Br b
421	„	358,0	2,35	355,6	25.	Br u
422	Deuna	340,0	6,25	333,7	25.	Br b
423	„	350,0	1,35	348,6	25.	Br b
424	„	340,0	0,80	339,2	25.	Br b
425	„	340,0	0,70	339,3	25.	Br u
426	„	351,0	5,40	345,6	25.	Br b
427	„	346,5	7,97	338,5	25.	Br b
428	Vollenborn	379,0	2,40	376,6	25.	Br b
429	„	393,0	5,30	387,7	25.	Br b
430	„	384,0	2,65	381,3	25.	Br b
431	Rehungen	346,5	3,85	342,6	25.	Br b
432	„	353,0 ?	4,50	348,5	25.	Br b
433	„	344,5	3,75	340,7	25.	Br b
434	„	350,0	7,70	342,3	25.	Br b
435	„	343,0	0,80	342,2	25.	Br b
436	„	334,0	9,90	324,1	25.	Br b
437	Utterode	322,0	16,95	305,1	25.	Br b

b) Genauigkeit der Messungen und Fehlerquellen

Die Hauptfehlerquelle bei der Konstruktion des Grundwasserspiegelplanes liegt in der Ermittlung der Höhenlage der Meßpunkte. Da es uns bei dem Umfang des untersuchten Gebietes unmöglich war, die Höhen durch Nivellement zu bestimmen, waren wir auf die vorhandenen topographischen Unterlagen angewiesen. Nur die Thiem'sche Meßreihe beruht auf besonderem Nivellement. In der Stadt Mühlhausen selbst leistete ein Straßen-Nivellementsplan des Städtischen Bauamtes gute Dienste, der die Höhenlage von Kanaldeckeln, Straßenkreuzungen usw. angab. Für Meßpunkte innerhalb der Häuserblocks mußte interpoliert werden, die Fehler dürften aber auch an den stärkeren Böschungen der Oberstadt $\pm$ 1 dem kaum übersteigen. Für die Punkte außerhalb der eigentlichen Stadt lag eine neue Karte 1:5000 mit

Höhenlinien im Abstand von 5 m vor, die zwar rein geometrisch noch auf dem zu interpolieren gestattete, unter Berücksichtigung der Fehler der Höhenkurven selbst und der ungenauen Eintragung der Lage der Meßpunkte aber nur eine Höhenbestimmung mit Fehlergrenzen von mindestens ± 25 cm erlaubte. Noch ungenauer konnte die Höhenlage der Meßpunkte in den Ortschaften ermittelt werden, da hierzu nur die Meßtischblätter 1:25 000 verwendet werden konnten. Hier waren Fehler bis zu ± 1 m nicht zu vermeiden.

Wenn trotzdem die Wasserspiegelmessungen selbst bis auf cm genau ausgeführt wurden, so sollte das nur den Zweck haben, die Meßwerte auch für etwaige spätere Untersuchungen brauchbar zu machen. Höhenbestimmungen können dann leicht nachgeholt werden, exakte Angaben über die Spiegellage aber nicht. Und gerade solche sind bei der Feststellung der Ursachen künstlicher oder natürlicher Beeinflussungen des Grundwassers von entscheidendem Wert.

Naturgemäß unterlaufen aber selbst bei der genauesten Messung eine Anzahl von Fehlern. Zunächst können grobe Ablesungsfehler, z. B. bei Zählung der Knoten an der Meßleine, aber auch beim Meßband, vorkommen, die schwer kontrollierbar sind. Da aber die Tiefenlage des Spiegels zwischen der (ebenfalls gemessenen) Sohlentiefe und der Höhe der Brunnenoberkante liegen muß, andererseits beim Vergleich mit benachbarten Messungen Unstimmigkeiten auftreten müßten, dürften Ablesungsfehler nur in gewissen Grenzen und in geringem Umfange anzunehmen sein. Zentimeterfehler können sich noch einstellen beim Anhalten an die nicht immer ebene Brunnenoberkante, durch Längung der Meßleine (durch häufige Kontrollen herabgesetzt) oder des Stahlbandes (gering), durch zu tiefes Eintauchen der Pfeife (durch wiederholte Messung auszugleichen), Unsicherheiten bei der Feststellung der gefüllten Teller usw. Wir glauben aber, durch die Art der Messung den größten Teil dieser letzteren Fehler vermieden zu haben und halten unsere reinen Meßergebnisse innerhab von ± 2,5 cm für genau. Bei der Berechnung wurden die Werte auf dem abgerundet. Bei trockenliegenden Brunnen findet sich in den Tabellen z. B. die Angabe: Spiegeltiefe: 7,20 m +, Spiegel über NN 449,8 m —, d. h. der Spiegel liegt mehr als 7,20 m (Brunnensohle) unter Tage und weniger als 449,8 m über NN.

Ein ernst zu nehmender prinzipieller Fehler entsteht dadurch, daß es nicht immer möglich war, Ruhewasserstände zu messen. Zwar haben wir uns stets vergewissert, ob aus dem zu messenden Brunnen eine stärkere Entnahme stattgefunden hatte und bejahendenfalls diesen Brunnen ausgeschaltet, aber die Begriffe über „stärkere Entnahme" sind besonders bei der Landbevölkerung sehr verschieden. In den Tabellen wurde deshalb der Grad der Benutzung besonders gekennzeichnet, stark benutzte Brunnen wurden bei der Konstruktion der Hydroisohypsen ausgeschaltet. Bei einigermaßen dichtem Meßnetz zeigt sich auch schnell, ob ein Brunnen einen störenden Absenkungstrichter hervorruft.

Aber auch bei Verwertung nur unbenutzter alter Brunnen sind Fehler nicht zu vermeiden, da ja durch in der Nähe betriebene Brunnen Absenkungen möglich sind.

Die Diskussion der Fehler ergibt zusammenfassend, daß ein Teil derselben durch die Technik der Messungen ausgeschaltet, ein anderer, größerer Teil aber durch die Gesamtanlage der Messungen unvermeidlich wurde.

Es kam aber hier nicht darauf an, ein wirklich bis in alle Einzelheiten vollkommenes Bild der Grundwasserverhältnisse dieses großen Gebietes zu schaffen, sondern es sollte nur der Versuch gemacht werden, überhaupt erst einmal Unterlagen für weitere Untersuchungen beizubringen und einen Überblick zu gewinnen. In der Praxis stellt sich immer wieder heraus, daß bei Versorgungs- oder Entziehungsfällen unter Umständen auch die kleinste Angabe von Bedeutung sein kann.

c) Die Grundwasserverhältnisse der Ortschaften

1. Der Entwurf der Spiegelpläne

Die folgende Darstellung der Grundwasserverhältnisse der Stadt Mühlhausen und der weiteren Umgebung beruht hauptsächlich auf den Ergebnissen der letzten, im August 1934 durchgeführten Meßreihe, die zwar innerhalb des Stadtgebietes weniger Stationen aufweist als die früheren Messungen, dafür aber die ganze Umgebung erfaßt. Die Verhältnisse in der Stadt selbst waren durch die früheren Meßreihen gesichert, so daß 1934 nur wenige, unbedingt zuverlässige Punkte eingemessen werden brauchten.

Aus den Einzelangaben wurde der Höhenschichtenplan des Grundwasserspiegels entworfen und zwar zunächst durch rein geometrische Interpolation. Es ergab sich aber dabei, daß an den so schematisch konstruierten Höhenlinien häufig aus hydrologischen Erwägungen heraus noch Korrekturen angebracht werden müssen. So würde z. B. öfters eine rechnerisch ermittelte Grundwasserlinie eine gleichhoch oder niedriger liegende Bodenlinie schneiden, was nur zulässig ist, wenn an diesem Schnittpunkt Wasser austritt. Im allgemeinen zeigt sich in den Gebieten mit dichtem Beobachtungsnetz, daß sich der Grundwasserspiegel mehr oder weniger eng an die Form der Erdoberfläche anpaßt und daß die geologische Struktur demgegenüber ziemlich zurücktritt, ein Ergebnis, das zunächst nicht erwartet werden konnte und das vielleicht auch einmal gestatten wird, die Spiegelpläne der Ortschaften miteinander in Verbindung zu bringen. Vorläufig scheint ein solcher Versuch noch zu gewagt.

Bei der Auswertung der Spiegelpläne ist eine Tatsache zu bedenken, auf die auch in den Lehrbüchern oft nicht klar genug hingewiesen wird. Der Abfall des Grundwasserspiegels von einem Punkt A zu einem anderen Punkt B bedeutet nicht immer, daß das Wasser auch von A nach B fließt. Wenn z. B. der Grundwasserträger bei A ein feiner Sand ist, der in Richtung auf B allmählich in groben Kies übergeht, so wird sich nach dem Gesetz der Kapillarität der Spiegel bei A auch in der Ruhelage höher einstellen als bei B, ein Abfluß also nicht stattfinden. Dieser Fall liegt in unserem Gebiet vor, wenn das Wasser in den Tälern aus den schwerer durchlässigen Schichten des Keupers und Muschelkalks in die Talschotter eintritt. Wie weit die Kapillarität dabei durch die Schwerkraft

überwunden wird, läßt sich nur durch Versuche feststellen. Auf jeden Fall ist bei der Ermittlung der Fließrichtung eines Grundwasserstroms der Wechsel der Durchlässigkeit ganz besonders in Rechnung zu setzen.

Die folgende Beschreibung der Grundwasserverhältnisse der einzelnen Orte ist der Übersichtlichkeit halber nach Meßtischblättern geordnet[19]).

2. Blatt Mühlhausen

Stadtgebiet Mühlhausen

(Taf. 34)

Die Stadt Mühlhausen ist auf den Schichten des Unteren und Mittleren Keupers und des quartären Kalktuffes erbaut. Ihr Gebiet wird orographisch von einem zungenförmigen Höhenrücken beherrscht, der in etwa W—O-Richtung vom Weinberg über den Schützenberg zur Oberstadt zieht und sich aus Keuper und älterem Kalktuff aufbaut. Nördlich dieses Rückens öffnet sich bis nach Ammern hin die breite, flache, mit Kalktuff erfüllte Unstrutaue, während im Süden des Rückens ein O—W gerichtetes Tal verläuft, das ebenfalls Kalktuff enthält, und an welches sich weiterhin der Keuperrücken des Stadtberges nach Süden zu anschließt. Geländeform und geologischer Bau stimmen recht gut überein: die Höhen werden vom Keuper gebildet, die Depressionen sind mit Tuff ausgekleidet[20]).

Die Frage, welche in diesem Gebiet zu klären war und mit den Anlaß zu der vorliegenden Untersuchung gab, war, ob hier das unterirdische Wasser in Form von „Wasserläufen", „Wasseradern", wie insbesondere Wünschelrutengänger behaupteten, oder aber in Form eines zusammenhängenden Grundwasserstromes auftritt. Unsere Spiegelaufnahmen haben einwandfrei ergeben, daß im Gesamtbild ein geschlossener Grundwasserstrom vorhanden ist. Auf Einzelheiten wird weiter unten eingegangen.

Aus den verschiedenen Meßreihen, die in der Tafel 34 vereinigt sind, geht zunächst hervor, daß ganz allgemein der Grundwasserspiegel nach Osten ziemlich stark geneigt ist, daß also in dieser Richtung der Grundwasserstrom abfließt. Von + 287 m über NN am Waldrand (Kurhaus) fällt der Spiegel bis auf + 195 m am Schlachthof, also auf 5,5 km Länge um 92 m (1:60). Im einzelnen zeigt die Wasseroberfläche stark welligen Charakter. Gleichmäßig und ungestört fließt der Strom in breiter Front zunächst vom Hainich herab, um sich aber schon in der Höhe von Popperode zu gabeln. Ein Arm senkt sich in das „Popperöder Tal" hinab und strömt in ihm der Unterstadt zu (wobei durch die Popperöder Quellen und die Wassergewinnungsstellen der Stadt eine ausgesprochene trichterförmige Vertiefung hervorgerufen wird). Der andere, weniger stark ausgeprägte Arm fließt durch das Johannistal der Unstrut zu. Zwischen diesen beiden Senken liegt ein schmaler Wasserrücken unter dem Weinberg, der auch noch unter der

19) Die Lage der behandelten Ortschaften zueinander geht aus der beigefügten Übersichtskarte 1 : 300 000 (Abb. 1) hervor.

20) Eine Ausnahme macht nur der Ältere Kalktuff am Schützenberg, der auf der Höhe liegt und sich orographisch in keiner Weise bemerkbar macht.

Oberstadt erkennbar ist und sein Ende in einer kuppelförmigen Aufwölbung westlich und nordwestlich des Bahnhofes findet.

In die von Popperode kommende Senke tritt vom Kornmarkt her eine sehr auffallende schmale, NW—SO streichende Rinne ein, die sich bis zum Gaswerk bemerkbar macht und anscheinend eine herzynische Kluftzone darstellt. Südlich des Popperöder Armes hebt sich der Spiegel zur Höhe des Stadtberges empor.

Der gesamte, von Westen nach Osten sich bewegende Strom ändert beim Auftreffen auf die direkt bei der Stadt etwa von NW nach SO fließende Unstrut völlig seine Richtung. Die Hydroisohypsen schwenken, wie insbesondere aus den Kurven vom März 1933 zu ersehen ist, in der Fließrichtung der Unstrut um, d. h. der Strom fließt nun gemeinsam mit der Unstrut nach SO. Zweifellos wird die Unstrut vom Grundwasserstrom gespeist; besonders deutlich ist erkennbar, wie an der Ammerbrücke die Johannistal-Rinne in die Unstrut bzw. den Auestrom mündet (Kurven vom März 1933). Jenseits der Unstrut, nach dem Forstberg zu, steigt der Grundwasserspiegel wieder an.

So bietet im großen ganzen der Grundwasserspiegel in der Stadt Mühlhausen ungefähr ein Abbild der Geländeform, bis auf die Ausnahme der Unterstadtrinne und der Kuppel westlich des Bahnhofes, die im Gelände kein Äquivalent haben.

Zur oben angedeuteten Frage: Grundwasserstrom oder „Wasseradern" ist folgendes zu sagen. Da das Gebiet nicht aus einem gleichmäßig durchlässigen Grundwasserträger, sondern aus sehr wechselnd porösen und zum Teil zerklüfteten Gesteinen aufgebaut wird, ist der Grundwasserstrom naturgemäß nicht wie ein Flußlauf überall von gleicher „Wasserdichte", d. h. das ganze Gebilde des Grundwasserstromes setzt sich aus einzelnen Wasserfäden und -Rinnsalen zusammen, zwischen denen weniger stark wasserführende Partien liegen. Es ist also durchaus möglich, daß z. B. ein Brunnen viel, ein anderer daneben liegender wenig Wasser ergibt. Die Tiefe, in der das Wasser in diesen Brunnen getroffen wird, ist aber abhängig von den Gesetzen, denen die Oberflächengestalt eines Grundwasserstromes unterworfen ist. In die Praxis übersetzt bedeutet das: auf Grund unserer Spiegelpläne läßt sich im Stadtgebiet mit einer Genauigkeit bis auf etwa 1 m angeben, in welcher Tiefe Wasser anzutreffen ist. Welche Wasser*menge* zu finden ist, kann aber nur aus den besonderen geologischen Verhältnissen geschlossen werden, dazu genügt die Kenntnis des Spiegelplanes allein nicht.

Was *die Beschaffenheit* des Wassers anlangt, so geben die zahlreichen Flachbrunnen im Stadtgebiet durchweg ein recht hartes Wasser mit 20—30 Gesamthärtegraden. Nach der Tiefe steigt der Gehalt an mineralischen Stoffen, und eine Zusammenstellung der tieferen Brunnen ergibt die bemerkenswerte Tatsache, daß die Härte im gleichen Horizont nicht nur nach der Tiefe, sondern auch nach Osten, nach der Mitte des Beckens hin, zunimmt. In der Tabelle 9 sind die Tiefbrunnen, die ihr Wasser der Grenze vom Oberen zum Mittleren Muschelkalk und dem Mittelkeuper entnehmen, in ihrer Reihenfolge von Westen nach Osten aufgeführt.

Tabelle 9

Wasserbeschaffenheit in Tiefbrunnen

	Nr.	Bezeichnung	Schicht	Zuflußtiefe m über NN	Härte
W	15	Bohrung V		+ 161	22°
	17	Bohrung IV	Grenze	+ 166	36°
	9	Brunnen III	mo_1 —	+ 154	Salzwasser
		Kammgarn-Spinnerei	mm	ca. + 110	Salzwasser
O		Bohrung II b. Schönstedt		ca. + 60	Salzwasser
W	40	Bergbrauerei	km	+ 195	ca. 25°
	25	Hecht Br. I	km	+ 201	61°
	27	Hecht Br. III	km	+ 153	87°
	26	Hecht Br. II	km	+ 125	Salzwasser
O	166	Becké, Brückenstraße	km	+ 195	95°

Der Grenzhorizont Trochitenkalk — Mittlerer Muschelkalk, der bei Popperode (Bohrung V) noch Wasser von relativ geringer Härte ergibt, liefert in der Beckenmitte (Schönstedt) ausgesprochenes Salzwasser, und auch im Mittelkeuper steigt die Härte nach Osten von 25° bis auf 95°. Daß die Härte in der gleichen Formation an dem gleichen Punkte nach unten ansteigt, zeigen besonders schön die drei im Mittelkeuper liegenden Bohrungen auf dem Grundstück der Gebr. Hecht, von denen die erste aus 6 m Teufe Wasser von 61°, die zweite aus 52 m Wasser mit 87° und die dritte schließlich aus 80 m Salzwasser herauf bringt.

Auch an anderen Punkten hat sich die Härtezunahme nach der Tiefe bestätigt gefunden, es hat daher im Stadtgebiet keinen Zweck, einen Brunnen, der Trinkwasser liefern soll, über die 50-m-Grenze zu vertiefen, da er dann aus dem oberen Süßwasserhorizont in den tieferen Grundwasserstrom gerät, der durch die Gipse des Keupers und vielleicht auch des Muschelkalkes versalzen ist. Der Übergang vom Süß- zum Salzwasser scheint, soweit die wenigen Aufschlüsse erkennen lassen, allmählich vor sich zu gehen, eine abdichtende Grenzschicht ist jedenfalls bisher nicht bekannt geworden. Man kann annehmen, daß das ganze Mühlhausen-Langensalzaer Becken in der Tiefe mit Salzwasser erfüllt ist.

Görmar

In Görmar, das am Abfall einer ausgedehnten Löß-Schotter-Fläche zum Unstrutalluvium liegt, konnten nur vier Brunnen gemessen werden, die stark in Benutzung standen und daher kein einwandfreies Isohypsenbild ergaben. Der Wasserspiegel liegt am nördlichen Unstruthang recht tief, bis 12 m, während er im „Unterdorf" schon bei 3—4 m zu finden ist.

Das Alluvialgebiet zwischen Görmar und Mühlhausen mit Schottern und Auelehm ist naturgemäß gut wasserführend, leider aber ist das Wasser meist nicht zu Trinkzwecken verwendbar, da es durch die torfigen und

eisensulfidführenden Schlamm-Einlagerungen häufig einen moorig-tintigen Geschmack erhalten hat.

Ammern

(Taf. 35, Fig. 1)

Ammern, am Zusammenfluß von Unstrut und Luhne, liegt fast ganz auf alluvialem Kalktuff, der in etwa 8 m Mächtigkeit auf Unterem und Mittlerem Keuper auflagert. Es wurden hier sechs Brunnen gemessen, von denen die zwei östlichsten im Löß, die mittleren zwei mitten im Kalktuff und die zwei westlichsten im Kalktuff an der Grenze gegen das Alluvium stehen. Der Hauptwasserhorizont liegt an der Basis des Kalktuffes. Dementsprechend sind auch die Brunnentiefen: in der Mitte 8 m = volle Tuffmächtigkeit, im westlichen Teil, wo die obere Partie des Tuffes erodiert ist, nur 4—5 m.

Der Wasserspiegel fällt im größten Teil des Ortes flach nach Süden und steigt dann im Osten und Westen entsprechend der Geländeform empor, so daß die Isohypsen einen nach Süden offenen Bogen bilden.

Hier ist der Grundwasserverlauf mehr vom geologischen Bau als von der Geländeform abhängig, da die Grenze des stark porösen Kalktuffes gegen die tonig-mergeligen Schichten des Keupers ein ausgezeichneter Wasserstauer ist.

Reiser

In und südlich von Reiser konnten nur drei in einer Linie liegende Brunnen ermittelt werden, aus denen man nur mit Vorsicht schließen kann, daß der Grundwasserspiegel nach Westen, dem Flußbett der Unstrut zu, geneigt ist.

Dachrieden

(Taf. 35, Fig. 3)

Sehr eigentümlich sind die Verhältnisse in Dachrieden. Zwei Täler münden hier in das Haupttal der Unstrut, und die Grundwasserkurven zeigen, daß von NO nach SW, also spitzwinklig und entgegengesetzt zur Flußrichtung der Unstrut, bis zu dieser hin ein Wasserrücken vorstößt. Die einzige Erklärung für diese ganz anormalen Verhältnisse könnte sein, daß an der Grenze Trochitenkalk zum Mittleren Muschelkalk, welch letzterer unter der dünnen Kalktuffdecke in der Talebene ansteht, Wasseraustritte erfolgen, welche die Brunnen speisen. Der Spiegel liegt 9—25 m unter Flur. Eine ganze Anzahl Brunnen lag im Sommer 1934 trocken.

Kaisershagen

(Taf. 35, Fig. 6)

Der Ort liegt auf Ceratitenschichten, topographisch auf einem Höhenrücken, der nach NO und SO zum Flachstal, im SW zur Unstrut abfällt. Der Grundwasserspiegel folgt dieser Geländegestalt: auch er bildet im Dorf einen schmalen Rücken, von dem das Wasser nach drei Seiten abfließt. Der Spiegel liegt an sich nur 1—3 m unter Tage, die verfügbaren Wasser-

mengen sind aber sehr gering, so daß früher hier im Sommer und Herbst größter Wassermangel herrschte.

Zwischen Kaisershagen, Reiser und Dachrieden zieht sich eine große Schar von Zerklüftungszonen hin, erkennbar an reihenförmig angeordneten Erdfällen. Es handelt sich um herzynisch gerichtete Parallelklüfte zur Reiserschen Zone. Wassersuche im Mittleren Muschelkalk wird daher sicher erfolglos bleiben.

Eigenrode

(Taf. 35, Fig. 2)

Eigenrode liegt auf Ceratitenschichten in einem NO—SW verlaufenden Tal, das aber als Trockental nur einen geringen Einfluß auf den Grundwasserspiegel auszuüben scheint. Dieser ist entsprechend der Hauptgeländeabdachung von ONO nach WSW geneigt und 1—3 m unter Tage anzutreffen.

Horsmar — Breitenbich — Zella

(Taf. 35, Fig. 7)

Für diese drei nahe zusammengelegenen Ortschaften wurde ein gemeinsamer Grundwasserplan entworfen.

Es zeigt sich in Anpassung an das Gelände ein breiter Abfluß etwa senkrecht zum Unstruttal. Interessant ist, daß ähnlich wie in Dachrieden auch in Zella der Zufluß des von Breitenbich kommenden Tälchens spitzwinklig und entgegengesetzt zur Unstrut zu erfolgen scheint. Bei der geringen Anzahl der Meßpunkte ist aber bei der Auswertung bis ins Einzelne Vorsicht geboten.

In Zella hat sich die Unstrut bis in den Mittleren Muschelkalk eingenagt, an der Grenze Trochitenkalk zum Mittleren Muschelkalk treten mehrere kleine Quellen aus.

Seit Beginn des Betriebes der Kaliwerke Hüpstedt machte sich in Zella eine zunehmende Versalzung der Brunnen bemerkbar. Das Wasser nahm — wie uns gesagt wurde — einen ausgesprochen bitteren Geschmack an und wurde allmählich völlig ungenießbar. Es wurde amtlich unter anderem ein hoher Gehalt an Chlormagnesia festgestellt. Ein Färbeversuch ergab, daß die Abwässer der Schachtanlagen in Hüpstedt in den Brunnen von Zella zutage kamen. Der größte Teil der Brunnen wurde zugeschüttet und die Versorgung von Helmsdorf aus vorgenommen. Es war uns leider nicht möglich, Näheres über diese Angelegenheit zu erfahren. Jedenfalls ist das Wasser in Zella auch heute noch, lange nach Einstellung des Hüpstedter Betriebes versalzen.

Helmsdorf

(Taf. 35, Fig. 4)

Der Ort liegt im Unstruttal, an der Einmündung des Wüster-Baches in die Unstrut, teils auf Mittlerem Muschelkalk, teils auf Alluvium. An der Grenze vom Trochitenkalk zum Mittleren Muschelkalk entspringen mehrere Quellen, darunter die besonders starken wenig unterhalb des Dorfes an der rechten Unstrutseite, die zur Versorgung von 16 Ortschaften dienen.

Der Wasserleitungsverband Ost-Obereichsfeld beliefert von hier die Ortschaften Helmsdorf, Zella, Beberstedt, Horsmar, Dachrieden, Eigenrode, Kaisershagen, Sollstedt, Zaunröden und Silberhausen, zu denen in neuerer Zeit noch Ammern, Hollenbach, Lengefeld, Windeberg, Saalfeld und Reiser hinzugekommen sind.

Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Quellen um Springquellen auf der Reiserschen Störungszone. Wollte man sie als Schichtquellen auf der Grenze vom Trochitenkalk zum Mittleren Muschelkalk, in deren Nähe sie liegen, auffassen, so wäre unerklärlich, weshalb sie nicht auf der linken Seite der Unstrut entspringen, wo doch ein viel größeres Einzugsgebiet hinter ihnen liegt als im Süden.

Der auf Grund unserer Messungen konstruierte Grundwasserplan zeigt, daß die Einmündung des Wüsterbaches sich auch als Grundwasserzulauf bemerkbar macht. Im übrigen fällt der Spiegel der Unstrut zu.

Bickenriede

Über die Grundwasserverhältnisse dieser Ortschaft war wenig in Erfahrung zu bringen, da hier keine Brunnen mehr existieren. Außerhalb des Dorfes liegt der Köhlerbrunnen, der sicher als Erdfallquelle anzusprechen ist (Küllstedter Störung). Er diente früher der Wasserversorgung, da er sehr gutes Wasser liefert. Etwa 500 m weiter an der Straße nach Büttstedt wurde zur Zeit unserer Messung auf Grund von Wünschelrutenangaben ein neuer Brunnen in den Ceratitenschichten abgeteuft, der 11,55 m tief und ohne Wasser war. Die Dörnaer Warte auf der Höhe südlich von Bickenriede besitzt einen ebenfalls in Ceratitenschichten stehenden 13 m tiefen Brunnen, in dem der Wasserspiegel auf + 302,4 m über NN liegt.

Dörna — Hollenbach

(Taf. 35, Fig. 8)

Diese beiden Orte liegen auf Ceratitenschichten am Nordhang des Sommerberges in kleinen Tälchen, die in den Schildbach münden. Dementsprechend fällt auch der Grundwasserspiegel generell nach Norden, nur in den Tälern nach Nordosten abgelenkt.

Auf der Küllstedter Störungszone entspringen inmitten von Dörna zwei starke Spaltenquellen, ebenso eine Quelle am Ostende von Hollenbach.

Lengefeld

(Taf. 35, Fig. 5)

Abweichend von den bisherigen Verhältnissen ist der Grundwasserverlauf in dieser im Luhnetal auf Alluvium, Löß und Ceratitenschichten liegenden Ortschaft. Das Wasser fließt hier nicht von beiden Seiten der Luhne zu, sondern die tiefste Grundwasserdepression verläuft im Eichelgraben, in NW—SO-Richtung. Dieses Tälchen spielt also für den Grundwasserverlauf eine wesentlich stärkere Rolle als das breite Luhnetal, dessen Einfluß überhaupt nicht zu merken ist. Ob eine herzynische Zerklüftungszone diese abnormen Verhältnisse hervorruft, ist schwer festzustellen.

Lengefeld ist also ein Beispiel dafür, daß nicht immer der Grundwasserspiegel einfach ein Abbild der Geländeform darstellt, sondern daß seine Gestalt von Fall zu Fall untersucht werden muß.

3. Blatt Schlotheim

Groß- und Kleingrabe

(Taf. 36, Fig. 1)

Zwischen Körner und Grabe fließt die Notter durch ein breites Salzauslaugungsbecken, dem unterhalb Grabe ein weiteres, noch ausgedehnteres folgt. Letzteres ist wahrscheinlich ebenso wie das erstgenannte auch noch mit alluvialem Kalktuff erfüllt. Die ansteigenden Talflanken bildet der Untere Keuper. Am Keuperhang liegt der Grundwasserspiegel ziemlich tief, 5—8 m unter Flur; im Alluvialgebiet, auf dem der größte Teil des Doppelortes steht, ist der Spiegel in geringeren Teufen von 2—3 m anzutreffen. Der Spiegelplan zeigt sehr schön das Herabfließen von den Talseiten und das Umschwenken des Stromes in die Abflußrichtung der Notter.

Nach Aussage der Einwohner soll ein großer Teil des Grundwassers in Großgrabe „versalzen" sein. Die Ursache könnte wohl nur in der Lösung von Gipsen gesucht werden, wie sie auf der geologischen Spezialkarte am nördlichen Ostrand verzeichnet sind.

Bei der Ausführung der Bohrung „Mühlhausen III" nordwestlich vom Bahnhof zeigte sich 1934 eine starke Absenkung und Trockenlegung der Brunnen in Großgrabe. Die Bohrung traf dann aber, angeblich im Mittleren Muschelkalk eine sehr starke, artesisch gespannte Quelle, die ausgezeichnetes Wasser lieferte und die Wasserversorgung übernahm. Sicher hat sich auch nach Beendigung der Bohrung der Grundwasserspiegel wieder in alter Höhe eingestellt.

Körner

(Taf. 36, Fig. 5)

Das Tal der Notter, eingeschnitten in den Unteren Keuper, zeigt bei Körner eine beckenartige Erweiterung, die von einer breiten und langen Zunge von alluvialem Kalktuff ausgefüllt wird, der bei den Springquellen an der Lochmühle östlich Körner seinen Ursprung nimmt und sich bis kurz vor Kleingrabe hinzieht. Der Ort Körner liegt größtenteils auf diesem Tuff, abgesehen von den nordwestlichsten und südöstlichsten Teilen, die auf dem Keuperhang stehen. Die Wasserentnahmestellen an diesen Talflanken zeigen erhebliche Spiegeltiefen, bis über 12 m, während in der Ortsmitte der Spiegel schon bei 2—6 m Tiefe angetroffen wird. Wasserstauend wirkt hier sicher, wie in allen Kalktuffgebieten, die Grenze des porösen etwa 6 m mächtigen Tuffes gegen die Keupermergel.

Obermehler und Großmehlra

(Taf. 36, Fig. 2)

Diese beiden Ortschaften liegen im nördlichsten Teil des Schlotheimer Keupergrabens, im Tal des Schmerle-Baches, dem sich bei Großmehlra die parallel fließende Notter stark nähert. Im Sommer 1934 machte sich großer

Wassermangel bemerkbar, besonders in Großmehlra, das völlig auf Dorfbrunnen angewiesen ist, während Obermehler zu Feuerlöschzwecken mit zwei Hydranten an die das Kaliwerk Pöthen und den Ort Menteroda versorgende Leitung von der Lochmühle bei Körner angeschlossen ist.

Der Grundwasserspiegel liegt in Obermehler 2—11 m, in Großmehlra 2—9 m unter Flur.

Am Südhang des Nottertales treten bei der Nottermühle und im nördlichsten Teil von Großmehlra Quellen aus, die nur als Spaltenquellen der Schlotheimer Zone anzusprechen sind.

Im Bilde des Grundwasserspiegels, der sich im allgemeinen gut dem Talverlauf angleicht, fällt auf, daß der Schmerle und Notter trennende Höhenrücken überhaupt nicht in Erscheinung tritt.

Urbach

(Taf. 36, Fig. 4)

Der Ort liegt in einer kleinen Einmuldung von Unterem Keuper, topographisch in einem NW—SO verlaufenden flachen Tal. Der Grundwasserspiegel paßt sich aufs beste diesem Tal an, er liegt in der Talaue 1—4 m, am nördlichen Höhenrücken 8—13 m unter Tage.

Pöthen

Im Hofe dieses Gutes ist eine Quelle gefaßt, die entweder der Muschelkalk-Keuper-Grenze oder aber einer Spalte der Schlotheimer Störungszone entspringt. Sie soll etwa 500 l je Stunde liefern.

Das Kaliwerk Pöthen bezieht sein Wasser mittels Leitung von den Quellen an der Lochmühle bei Körner.

Volkenroda

(Taf. 36, Fig. 3)

Vier Brunnen geben in diesem Gutsbezirk, der auf der Grenze Unterer Keuper—Oberer Muschelkalk steht, einen Anhalt über die Gestalt des Grundwasserspiegels. 1—5 m unter der Oberfläche gelegen fließt er etwa nach Süden ab, einem NW—SO gerichteten, in das Nottertal mündenden Tälchen zu.

Windeberg und Saalfeld

(Taf. 36, Fig. 6)

Diese beiden Orte befinden sich am Südrand einer in die Ceratitenschichten eingetieften Mulde von Unterem Keuper. Nach der geologischen Struktur stand zu erwarten, daß das Grundwasser, welches in Windeberg 1—3 m, in Saalfeld 3—7 m unter Tage angetroffen wird, etwa an der Grenze Unterer Keuper—Oberer Muschelkalk nach NO dem Muldentiefsten zufließen würde. Im Gegensatz dazu ließ sich feststellen, daß in Windeberg das (im Keuper erschlossene) Wasser nach Westen, einem Ausläufer des Flachstales zuströmt, während es in Saalfeld zwar nach NO abfließt, was aber durch ein breites, in dieser Richtung liegendes Tal bedingt wird.

Es zeigt sich hier also wieder ein besonders klarer Fall, wo nicht die geologische Situation, sondern die Morphologie der Oberfläche die entscheidende Rolle spielt. Eine Verallgemeinerung ist aber nicht zulässig.

4. Blatt Keula

Menteroda

(Taf. 36, Fig. 9)

Menteroda liegt gänzlich auf Ceratitenschichten. Das Gelände fällt flach nach ONO ein, ebenso das Grundwasser, dessen Höhenkurven durch fünf allerdings beinahe in einer Linie liegende unbenutzte Brunnen ermittelt wurden. Der Spiegel wird ein bis vier Meter unter Tage erreicht. Die Wasserversorgung erfolgt durch Leitung von der Lochmühle bei Körner.

Gr. Keula

(Taf. 36, Fig. 8)

Der Ort Gr. Keula steht auf dem SW-Hang eines etwa NW—SO streichenden Höhenrückens. Die Wassernot war hier immer besonders schlimm, da der Mittlere Muschelkalk, auf dem das gesamte Dorf liegt, stark wasserdurchlässig ist. Im Dorf selbst gibt es nur einen über 17 m tiefen Brunnen, sonst Zisternen. Dagegen sind in dem südlich vorbeistreichenden Tal einige Brunnen abgesenkt.

Die Grundwasserlinien, soweit man sie bei der geringen Zahl der Meßpunkte überhaupt für zuverlässig halten kann, ergeben im Dorf einen südlich verlaufenden, dann nach SO in die Richtung des Tales einschwenkenden Abfluß des 0,35—7,45 m unter Flur liegenden Grundwassers.

Holzthaleben

(Taf. 36, Fig. 13)

Diese Ortschaft liegt in einem etwa N—S streichenden, S-förmig gewundenen Talzug, der im N in das SW—NO verlaufende Trockental der Helbe einmündet. Die Hänge des Talkessels sind recht steil, so daß innerhalb der Ortschaft Höhenunterschiede von über 30 m bestehen. Die Höhen im Westen, Süden und Osten werden von Trochitenkalk eingenommen, die Talsohle vom Mittleren Muschelkalk. An der Grenze vom Trochitenkalk zum Mittleren Muschelkalk treten mehrere Quellen zutage, während nach den Hängen zu der Grundwasserspiegel in Tiefen bis zu 17 m liegt. Die etwa O—W streichende Höhenzunge, die dem Talverlauf die S-förmige Gestalt gibt, prägt sich auch als Grundwasserberg aus, der allerdings etwas nach Norden zu verschoben erscheint, während sich sonst das Bild des Wasserspiegels an die Geländeform anpaßt. Dabei wirkt wasserstauend der Mittlere Muschelkalk, und der Wasserspiegel stellt sich in den darüber liegenden, vom Trochitenkalk und den Ceratitenschichten gebildeten Wasserstockwerken ein.

Die Wasserverhältnisse in Holzthaleben, das keine Wasserleitung besitzt, waren im trockenen Sommer 1934 ganz besonders schwierig. Viele

Brunnen lagen trocken, aus anderen konnte nur zeitweise Wasser abgegeben werden. So mußten wir von den zehn Meßpunkten mehrere wegen zu starker künstlicher Absenkung ausscheiden, immerhin blieben noch eine Anzahl unbenutzte ältere Brunnen übrig, die zur Konstruktion der Isohypsen dienen konnten.

Friedrichsrode

Über die Grundwasserverhältnisse dieses ganz auf Unterem Muschelkalk gelegenen Ortes konnten keine näheren Feststellungen gemacht werden [21]). Vor dem Kriege wurde unmittelbar am Ort eine 819 m tiefe Bohrung auf Kali niedergebracht, die infolge eines technischen Versehens (schlechte Verrohrung?) ein Absinken des Grundwasserspiegels und eine Trockenlegung sämtlicher Brunnen verursachte. Die Schachtbaugesellschaft war genötigt, eine Quelle am Dünhang südlich Sollstedt (Blatt Bleicherode) zu fassen und das Wasser nach Friedrichsrode hinaufzupumpen. Diese Wasserleitung ist noch heute in Betrieb.

Rehungen

(Taf. 36, Fig. 10)

Etwa durch die Mitte dieser Ortschaft zieht sich in NW—SO-Richtung ein Höhenrücken, dem sich beiderseits schmale Taleinschnitte anschließen. Die Grundwasserkurven ergeben ein getreues Abbild dieser morphologischen Gestalt, Höhenrücken und Täler treten deutlich hervor. In den Senken liegt der Spiegel 3—5 m, auf den Höhen 7—10 m unter Flur.

Geologisch steht Rehungen auf Mittlerem Buntsandstein, die Grenze gegen das Röt verläuft unmittelbar am östlichen Ortsrand.

Vollenborn

(Taf. 36, Fig. 12)

Entsprechend der Lage dieses Ortes am Steilabfall des Dün fließt der Grundwasserstrom 2—5 m unter Tage nach NW ab. Allerdings ist diese Fließrichtung hier nur aus einem sehr spitzwinkligen Dreieck ermittelt worden, stimmt aber mit den Befunden der anderen am äußeren Dünrand gelegenen Ortschaften (Rehungen, Deuna, Rüdigershagen) überein. Damit ergibt sich die bemerkenswerte Tatsache, daß das Grundwasser hier entgegengesetzt zum Einfallen der Schichten (2—3° nach SO) gleichsinnig mit der Oberflächenneigung abfließt (Überlauf an der Grenze Oberer Buntsandstein—Unterer Muschelkalk oder Störungen?).

5. Blatt Bleicherode

Sollstedt

Der Ort Sollstedt im Wippertal, der nicht mehr zum eigentlichen Arbeitsgebiet gehört, zeigt so interessante Grundwasserverhältnisse, daß er hier noch mit besprochen werden soll [22]).

---

21) Die folgenden Angaben verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Direktors der Kaliwerke Sollstedt, Herrn Kling-Sollstedt.

22) Den größten Teil der folgenden Angaben verdanke ich Herrn Direktor Kling-Sollstedt.

Die Wasserversorgung von Sollstedt erfolgte früher aus Dorfbrunnen. Nach Errichtung der Kalifabrik stellte sich bald eine starke Versalzung dieser Brunnen ein, wobei aber auffälligerweise ein aus dem Wippertal nach Norden, ins Friedetal, hineinreichender breiter „Sporn" nicht versalzen blieb, ein Gebiet also, das unmittelbar südöstlich der als Versalzungsursache angenommenen Laugerei liegt. Die geologische Karte zeigt, daß dieser „Sporn" ziemlich genau dem Umriß einer diluvialen Schotterterrasse entspricht. Eine Erklärung dieser merkwürdigen Erscheinung dürfte zunächst nur dadurch möglich sein, daß man nicht die Laugerei, sondern den weiter westlich liegenden großen Rückstandsberg als Quelle der Versalzung ansieht. Der von Norden nach Süden fließende Grundwasserstrom nimmt das Salz in den Schichten des Mittleren Buntsandsteins, auf denen der Rückstandsberg steht, mit zur Wipperaue, die nun bis über die Dorflage hinaus versalzen wird. Die östlich gelegenen Diluvialschotter bleiben salzfrei.

Auch in der wipperabwärts liegenden Ortschaft Obergebra ist das Grundwasser (durch das Kaliwerk Obergebra) versalzen, ebenso in Utterode (am Dünhang) durch das Werk Neusollstedt.

Die Hauptursache der Versalzung im Wippertal sind die Endlaugen der Chlorkalium-Fabriken. Eine Grundwasserversorgung kommt bei den an Wipper und unterer Unstrut gelegenen Ortschaften nicht in Frage.

Die Wasserversorgung von Sollstedt erfolgt durch mehrere am Fuß der Bleicheröder Berge am Friedetal (Röt-Muschelkalkgrenze) austretende und gefaßte Quellen. Die Messung der Quellschüttungen ergibt ein regelmäßiges Minimum im September und Oktober. Dabei steigt die Härte des Wassers von 14° bis auf 86°. Je weniger Wasser also zuläuft, um so härter ist es, eine Beobachtung, die auch beim Unstrutwasser gemacht wurde.

6. Blatt Niederorschel

Rüdigershagen — Deuna

(Taf. 37, Fig. 2)

Für diese beiden nahe beieinander liegenden Ortschaften könnte ein zusammenhängender Spiegelplan entworfen werden, da Quellaustritte den Wasserstand im Zwischengebiet erkennen lassen. Beide Dörfer liegen am Nordabfall des Dün, Rüdigershagen teils auf Oberem, teils auf Mittlerem, Deuna ganz auf Mittlerem Buntsandstein. Für den Spiegelplan von Rüdigershagen standen drei Brunnen und ein Quellaustritt (an der Basis des Röt) zur Verfügung. Der Strom fließt entsprechend der Oberflächenneigung nach Norden ab, dabei macht sich der Einschnitt des Sprengetales als Ausbuchtung der Wasserlinien nach Süden bemerkbar. Während der Spiegel im tonigen Röt 2—5 m unter Flur liegt, stellenweise sogar die Oberfläche schneidet, sinkt er im tieferen Ortsteil, der auf dem sandigeren Mittleren Buntsandstein steht, bis auf 14 m unter Flur ab.

In Deuna prägt sich der schwache Höhenrücken, auf dem die Mitte des Ortes erbaut ist, im Grundwasserspiegel viel stärker aus als im Gelände. Infolgedessen kommt die Wasserlinie + 340 m im nördlichen Dorfteil fast zum Schnitt mit der gleichen Höhenkurve. Das am westlichen Ortsrand anschließende Tälchen ruft eine breite, nach SO vom Talverlauf abweichende Ausbiegung der Wasserlinien hervor.

Der Wasserspiegel liegt 0,70—8 m unter Flur.

Zaunröden

(Taf. 36, Fig. 11)

In dieser kleinen Ortschaft konnten drei Brunnen mit 5—7 m unter Tage liegendem Spiegel ermittelt werden. Das Wasser scheint einem im NO vorbeistreichenden Tälchen zuzufließen. Auch hier war die Versorgung früher sehr schwierig, das Wasser mußte meist aus kleinen Wasseraustritten im Krauttal geholt werden.

Kl. Keula — Sollstedt

(Taf. 36, Fig. 7)

Trotz zahlreicher Brunnen sind die Beziehungen zwischen den beiden nahe zusammen gelegenen Orten schwer zu klären. In Sollstedt liegt der Wasserspiegel nur 1,5—4 m unter Flur (+ 450—454 m über NN), obwohl Sollstedt auf Mittlerem Muschelkalk (Grenzzone gegen den Oberen Muschelkalk) steht. Die hohe Lage des Spiegels ist entweder durch die vorhandene Auflagerung von Lößlehm im ganzen Ortsgebiet zu deuten, der in sich oder an seiner Basis das Wasser anstaut, oder aber durch die Lage innerhalb der Schlotheimer Zone, in der es hier einmal zu Stauungen kam, was aber nicht sehr wahrscheinlich ist. Jedenfalls fließt das Wasser nach Osten in einen Talzug ab.

In Kl. Keula liegt das Grundwasser absolut und relativ zur Oberfläche tiefer als in Sollstedt, nämlich auf + 436—447 m über NN und 4—7 m unter Flur. Der Abfluß erfolgt in ausgeprägter Senke nach Norden dem Krauttal zu. Ob nun der Strom von Sollstedt auch nach Norden über Kl. Keula fließt oder aber zwischen beiden Orten eine auf + 450 m gelegene Wasserscheide sich einschiebt, ist nicht mit Sicherheit festzustellen.

Hüpstedt — Beberstedt

(Taf. 37, Fig. 1)

Die Wasserversorgungsverhältnisse von Hüpstedt waren bis in die jüngste Zeit, wo eine Verbandswasserleitung geschaffen wurde, außerordentlich mißlich. Der Untere Muschelkalk (Schaumkalkzone), auf dem Hüpstedt größtenteils liegt (nur der südlichste Teil auf Mittlerem Muschelkalk), ist hier sehr stark zerklüftet, vielleicht deshalb, weil die Verlängerung der Schlotheimer Störungszone als Zerrüttungszone durchstreicht. Der Volksmund sagt: „Hüpstedt liegt auf dem Rost", was die Sachlage treffend bezeichnet. Nur in sehr wenigen Brunnen, die ausschließlich im Südteil liegen, ist es gelungen, geringe Wassermengen anzutreffen. Der Spiegel befindet sich hier 7—12 m unter Tage, zwei von den vier Brunnen waren bei unserer Messung trocken.

Weiter nach Süden werden die Verhältnisse besser, an der Eigenroder Warte steht der Wasserspiegel in den Ceratitenschichten bei 2—4 m Tiefe. Die Eigenroder Warte ist eine Grundwasserscheide: Im Norden fließt das Wasser nach Hüpstedt zu und von dort entweder quer durch den Dün nach Rüdigershagen oder aber im Krauttal (ehemaliges Oberes Helbetal) nach Osten. Südlich der Eigenroder Warte strömt das Grundwasser direkt dem Mühlhäuser Becken zu.

In Beberstedt wurden uns nur drei unbenutzte Brunnen bekannt, die ein sehr spitzes Dreieck bilden. Der Haupt-Gemeindebrunnen, welcher der Gebrauchswasser-Versorgung dient, war aus technischen Gründen nicht meßbar. Die Isohypsenkonstruktion ergab einen Abfluß genau nach Westen, das wäre also senkrecht zum Oberflächengefälle, welches nach Süden gerichtet ist. Sicher handelt es sich hier nur um eine ganz lokale Abweichung, deren Ursache vorläufig ungeklärt bleiben muß. Der Hauptstrom fließt wohl zweifellos nach Süden ab.

Silberhausen

(Taf. 37, Fig. 3)

Silberhausen liegt am Nordosthang des steilen Unstrut-Taleinschnittes. Das Grundwasser fließt in einer Tiefe von 2 m (im südwestlichen, flachen, alluvialen Ortsteil) bis 8 m (am nordöstlichen, aus Ceratitenschichten gebildeten Steilhang) der Unstrut zu, um dann völlig in die Richtung des Flusses einzuschwenken. Aus dem Spiegelkurvenbild geht deutlich der Zusammenhang zwischen Unstrut und Grundwasserstrom hervor.

7. Blatt Dingelstädt

Dingelstädt und Kefferhausen

(Taf. 37, Fig. 5)

Der Grundwasserverlauf in diesen beiden, ihrer Nachbarschaft halber gemeinsam zu behandelnden Ortschaften ist bemerkenswert durch die enge Anpassung an die Oro- und Hydrographie der Oberfläche. Man erkennt deutlich einen Hauptstrom, der mit der Unstrut fließt, und mehrere Zuflüsse, die den oberflächlichen wasserführenden Rinnen und Senken genau entsprechen. Beide Orte liegen auf Ceratitenschichten. Das Grundwasser ist in Dingelstädt bei 2—12 m, in Kefferhausen bei 1—3 m unter Tage zu finden.

Ein Einfluß der sich nördlich Dingelstädt kreuzenden Reiserschen und Leinefelder Störungszonen ist nicht zu beobachten, wahrscheinlich wohl deshalb, weil das Meßnetz zu wenig ausgedehnt ist.

Kreuzebra

(Taf. 37, Fig. 4)

Vier Brunnen in dieser Ortschaft, welche am kesselförmigen Beginn des nach Nordwesten gerichteten Geisledetales auf Mittlerem Muschelkalk liegt, lassen erkennen, daß der Grundwasserspiegel nach NW, also mit dem Geislede-Bach einfällt. Das Gefälle ist im Gegensatz zur Oberfläche sehr schwach, so daß der Spiegel im östlichen Ortsteil 7—8 m, im westlichen 2—5 m unter Tage erscheint.

Heuthen

(Taf. 37, Fig. 6)

Heuthen liegt an der Gabelung zweier bis in den Mittleren Muschelkalk eingeschnittener Täler, in denen kleine Bäche fließen. An den Talflanken streicht der Trochitenkalk aus. Der Grundwasserspiegel ist in der Talebene

1—2 m unter Flur anzutreffen, nach den Hängen zu steigt er nur langsam an, so daß er z. B. am Südwestrande des Dorfes schon 15,5 m unter der steilgeböschten Oberfläche liegt. Im übrigen scheint er sich der Geländeform recht gut anzupassen. Die zur Verfügung stehenden Wassermengen sind sehr gering, so daß bis zum Bau der Wasserleitung meist große Wassernot herrschte.

Geisleden

(Taf. 37, Fig. 7)

In Geisleden selbst konnten nur drei Brunnen ermittelt werden, die noch dazu fast in einer Linie liegen. Dafür gaben die talabwärts gelegenen Mühlen Anhaltspunkte für die Lage des Grundwasserspiegels. Es ergab sich eine Abflußrichtung im Geisledetal, und zwar befindet sich der Spiegel nur in unmittelbarer Nähe des Baches in geringer Tiefe (1—2 m), während er an den steilen Talrändern erst in größeren Tiefen (bis über 20 m) erreicht wird. Die an sich bekannte Erscheinung, daß der Grundwasserspiegel die Geländeform nur stark abgeschwächt abbildet, wird hier noch durch die auf intensiver Zerklüftung beruhende Durchlässigkeit des Unteren Muschelkalkes verstärkt, der die Talhänge aufbaut.

Flinsberg

Dieser kleine Ort besaß bis zur Anlage einer Wasserleitung nur einen Brunnen, der von der Grenze Mittlerer—Unterer Muschelkalk etwas Wasser brachte. Die Versorgung erfolgt heute von einem am Eisenkopf gelegenen Behälter, dessen Wasser der Grenze Trochitenkalk—Mittlerer Muschelkalk entstammen dürfte.

Neuhaus

Auch dieses Vorwerk entnimmt sein Wasser der Grenze Trochitenkalk—Mittlerer Muschelkalk, aus einem 3,60 m tiefen, im August 1934 trockenen Brunnen.

Die an Flinsberg und Neuhaus nördlich vorbeistreichende Küllstedter Störung hat zu Quellenbildungen keine Veranlassung gegeben.

8. Blatt Küllstedt

Wachstedt

(Taf. 33, Fig. 1)

Die Verhältnisse in Wachstedt sind sehr eigentümlich und durch die vorhandenen Brunnen nicht völlig zu klären. Das Dorf liegt am Südwesthang einer Höhe, die zu einem anfangs NW—SO streichenden Tal abfällt. Dieses Tal wendet sich im Ort nach Süden. In den Höhenrücken greift im Osten der Ortschaft ein weiteres, nach SO gerichtetes Tal ein, so daß zwischen den Tälern ein zungenförmiger Rücken stehen geblieben ist. Der Grundwasserspiegel liegt zwischen + 475 und + 476 m über NN, er sinkt, die Richtigkeit unserer Geländehöhenbestimmungen vorausgesetzt, nach S, O und W ab. Das Gelände fällt aber stärker, so daß der Spiegel im nörd-

lichen Dorfteil 5—9 m, in der Ortsmitte nur 1 m unter Flur angetroffen wird. In den östlichen und westlichen Dorfteilen soll bis 14 m Tiefe kein Wasser gefunden worden sein. Es scheint also, als ob dem Geländerücken auch ein Grundwasserrücken entsprechen würde. Die Wasserversorgung erfolgt in Wachstedt ebenso wie in den weiterhin beschriebenen Ortschaften des Blattgebietes durch den Obereichsfeldischen Wasserleitungsverband, wahrscheinlich vom Luttertal aus.

Küllstedt

(Taf. 38, Fig. 2)

Dieser Ort ist errichtet am Abfall des herzynisch streichenden Höhenzuges Madeberg—Höhe 480,2 zu einem Tal, das sich von Wachstedt über Küllstedt—Büttstedt erstreckt und weiter östlich Gießengraben heißt. Der Grundwasserspiegel ist ein abgeschwächtes Nachbild dieser Topographie, das heißt, er fällt wie die Oberfläche nach NO und liegt 1—5 m unter Tage. Die Küllstedter Störungszone, die im nordöstlichen Ortsteil innerhalb der Ceratitenschichten tektonische Störungen erzeugt hat, macht sich, soweit unsere Beobachtungen reichen, hydrologisch nicht bemerkbar.

Büttstedt

(Taf. 38, Fig. 4)

Büttstedt (auf Ceratitenschichten) ist ein Musterbeispiel für Anpassung des Grundwasserspiegels an das Gelände. Der kleine Höhenrücken, der in W—O-Richtung das Dorf durchzieht und dann zum Gießengraben abfällt, wird vom Grundwasserspiegel, der 1—3 m unter Flur liegt, genau nachgeformt. Von einem Einfluß der Küllstedter Störungszone, die am nördlichen Dorfende vorbeistreicht und einen Streifen Trochitenkalk an die Oberfläche bringt, ist nichts zu merken, ebensowenig spielt die geologische Struktur eine Rolle (die öfter wasserstauende Grenze Oberer Muschelkalk—Trochitenkalk liegt horizontal).

Kloster Anrode

Hier treten an der Grenze Trochitenkalk—Mittlerer Muschelkalk einige Quellen zutage, die aber vielleicht auch als Spaltenquellen der Küllstedter Zone zugehören.

Effelder

Effelder ist eins der höchsten und wasserärmsten Dörfer des ganzen Eichsfeldes. Die Wasserversorgung erfolgte durch zwei kleine Quellaustritte im Dorf an der Grenze Trochitenkalk—Mittlerer Muschelkalk, im übrigen mußte das Wasser aus dem Luttertal heraufgeschafft werden. Erst vor kurzem wurde vom Obereichsfeldischen Wasserleitungsverband eine Wasserleitung gebaut. Nach den beiden Wasseraustritten zu urteilen, fließt das Wasser nach NW ab, dem Luttertale zu.

Struth

Über die Fließrichtung des Grundwassers in diesem Dorf, welches auf einem Hochplateau auf Mittlerem Muschelkalk liegt, kann auf Grund unserer

Messungen kaum etwas ausgesagt werden, da die Unterschiede der Spiegelhöhen in den drei zur Messung brauchbaren Brunnen sich innerhalb der Fehlergrenzen befinden. Der Spiegel wurde 1—4 m unter Tage angetroffen. Anscheinend ist hier ein Grundwasserscheitel, von dem das Wasser nach W, NO und SO abfließt.

Eigenrieden

(Taf. 38, Fig. 5)

Eigenrieden ist an einem Berghang erbaut, der nach Süden zu einem OW gerichteten Tal abfällt. Dementsprechend sinkt auch der Grundwasserspiegel parallel zu den Höhenlinien nach Süden ab. Er liegt 2—4 m unter Flur. Der größte Teil des Ortes steht auf Mittlerem Muschelkalk, die Grenze gegen den Trochitenkalk streicht durch den nördlichen Ortsrand.

9. Blatt Oberdorla

Felchta

(Taf. 38, Fig. 3)

In diesem, im flachen Tal des Himbaches teils auf Alluvium, teils auf den Mergeln des Mittleren Keupers erbauten Ort liegt der Grundwasserspiegel 2—5 m unter Tage und zeigt einen der Talgestalt ausgezeichnet angepaßten Verlauf. Zwischen Felchta, Weidensee und Popperode liegt ein ausgedehntes Erdfallgebiet mit zahlreichen flachen Auslaugungsbecken, Erdfalltrichtern und Erdfallquellen.

Oberdorla, Niederdorla, Langula, Oppershausen

(Taf. 38, Fig. 6)

Wegen ihrer benachbarten Lage wurden diese vier Ortschaften auf einer Karte dargestellt, und es wurde versucht, die Ortsspiegel sinngemäß zu verbinden. Im allgemeinen ist wieder die Anpassung des Spiegels an die Oberfläche zu bemerken, in Einzelheiten ergeben sich aber doch häufig erhebliche Abweichungen. So ist z. B. in Oberdorla von dem ausgeprägten Tal zwischen der Ziegelei und der Höhe 230 im Verlauf der Spiegellinien nichts zu erkennen, ebenso zeigt Niederdorla bedeutende Differenzen. Auch in Langula laufen die Wasserkurven nicht parallel, sondern diagonal zu den Höhenlinien. Es scheint in diesem Gebiet so, als ob die offenen Wasserläufe besonders stark den Grundwasserverlauf beeinflußten, im Gegensatz zu den Muschelkalkhöhen des Eichsfeldes, wo jeder Taleinschnitt, auch ohne Wasserlauf, einen Einfluß ausübt.

Besonders bemerkenswert sind im Gebiet dieser Dörfer die weitausgedehnten flachen Senken, z. B. zwischen Langula und Niederdorla und nördlich Niederdorla, in denen der Grundwasserspiegel sehr hoch steht und es im Frühjahr stets zu Überschwemmungen kommt. Diese Senken sind, wie im Abschnitt A ausgeführt, durch Salzauslaugung hervorgerufen.

d) Die Schwankungen des Grundwasserspiegels

Über die Schwankungen des Grundwasserstandes sind wir im Popperöder Quellgebiet durch jahrelange, vom Stadtbauamt Mühlhausen vorgenommene Messungen der Wasserförderung, im Mühlhäuser Stadtgebiet durch unsere

Messungen 1933/34 und in der Umgebung durch die Beobachtungen eines Grundwasserpegels am Bahnhof Worbis recht gut orientiert. Das vorliegende Material ist aber so umfangreich, daß es im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr behandelt werden kann, sondern eine besondere Darstellung erfordert. Es kann hier nur eine kurze Zusammenfassung gegeben werden.

Die Quellschwankungen im Popperöder Gebiet und ihre Beziehungen zu den Niederschlägen habe ich 1929 untersucht. Soweit Zahlenmaterial vorliegt, scheinen die Schüttungsschwankungen der anderen Quellen des ganzen Gebietes denselben Gesetzen zu folgen (zehn- bis elfmonatliche Periode zwischen Niederschlägen und Quellwassermengen).

Etwas anders verhält sich das Grundwasser. Hier spielen ja eine große Anzahl von Faktoren, wie Verdunstung im Sommer, Ruckregen, langes Gefrorenbleiben des Bodens usw. eine einflußreiche Rolle. Immerhin läßt sich aber erkennen, daß sehr oft das Grundwasser zwei Minima besitzt, eins im Frühjahr und das andere regelmäßig im Herbst. Die Abhängigkeit von den Niederschlägen zeigt sich schneller als bei den Quellen: Meist vergehen nur sechs bis acht Monate, bis sich ein Monatsmaximum des Regens als Maximum des Grundwassers bemerkbar macht.

Die Änderungen des Grundwasserstandes im Stadtgebiet von Mühlhausen sind aus der Taf. 34 ersichtlich. Die Sommerlinien des Jahres 1933 zeigen gegenüber den Frühjahrslinien desselben Jahres ein Westwärtswandern, was eine Erniedrigung des Grundwasserstandes stellenweise um mehrere Meter bedeutet. Noch mehr sind die Sommerlinien 1934 nach Westen gerückt. Gleichzeitig mit dem Westwandern verlieren die Kurven ihre scharfen Krümmungen, sie werden flacher, d. h. das Gefälle des Stromes bzw. der Teilströme verringert sich, die Wasseroberfläche wird ausgeglichener. Relativ am stärksten sinkt der Spiegel unter den Keuperrücken ab, sehr viel weniger dagegen in den wasserreichen Kalktuffniederungen.

Es muß festgestellt werden, daß die abnorme Trockenheit des Jahres 1934 doch sehr schnell und stark auf den Grundwasserspiegel eingewirkt hat, viel stärker und schneller jedenfalls als auf die Quellen. Diese Verschiedenartigkeit der Perioden bei Spaltenquellen und flächenhaftem Grundwasser beweist wieder aufs neue, daß beide Erscheinungsformen in diesem Gebiet ziemlich unabhängig voneinander sind, daß man also im Recht ist, wenn man hier „unterirdische Wasserläufe“ von „Grundwasserströmen“ trennt. Die Gesetze, denen beide gehorchen, sind durchaus voneinander verschieden.

C. Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Abschnitt A wurden zunächst die Altersverhältnisse der Schotter- und Kalktuffablagerungen in Nordwest-Thüringen untersucht und mit denen der weiteren Umgebung verglichen. Zum älteren Interglazial gehören der Ältere Kalktuff, *Corbicula*-Kiese und die höheren Unstrutschotter, zum jüngeren Interglazial die tieferen Unstrutschotter und ein „Mittlerer“, wenig verbreiteter Kalktuff, der dem von Taubach entspricht, während das Haupt-Kalktufflager alluvialen Alters ist.

Weiterhin wurde versucht, den Oberlauf der Unstrut zu rekonstruieren, wobei sich herausstellt, daß die Unstrut seit dem Präglazial nach Westen gewandert ist.

Die nordwestthüringer Scholle zwischen Eichenberg - Saalfelder und Finnestörung wird von sieben herzynischen Kluft- und Störungszonen durchsetzt, die sich wiederum mit kleineren rheinisch bzw. variskisch gerichteten kreuzen. Weitaus die Mehrzahl aller Kalktufflager ist an diese Kluftzonen gebunden. Da die beckenartigen Wannen, in denen die Kalktuffe abgesetzt wurden, nur als Salzauslaugungsformen zu deuten sind, ergibt sich nach Klärung der Altersverhältnisse die Möglichkeit, das allmähliche Fortschreiten der Auslaugung der Salze und Gipse des Mittleren Muschelkalkes zu verfolgen.

Das Gebiet der heutigen Salzauflösung, kenntlich an flachen und breiten Senken, wird umgeben von einem Ring alt-alluvialer Kalktuffe, die den Stand der Salzauslaugung im Alt-Alluvium kennzeichnen. Außen herum legt sich weiter ein Kranz diluvialer Kalktuffe als Festmarken des diluvialen Stadiums der Salzlösung. Durch die Auflösung wurde die ursprüngliche Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalkes an den Beckenrändern auf fast die Hälfte verringert. Die Ablaugung erfolgt flächenhaft, im Profil von oben nach unten.

Abschnitt B schildert den heutigen hydrologischen Zustand. Als wasserstauende Horizonte sind von einer gewissen Wichtigkeit die Grenze des Oberen zum Mittleren Muschelkalk und die Rötgrenze, wobei die letztere aber im Becken selbst bemerkenswerterweise kein Wasser führt. Bedeutsamer als die Schichtquellen sind aber die sehr zahlreichen Spaltenquellen, welche durchweg auf den herzynischen Kluftzonen sitzen. Am Beispiel der Popperöder Quellen wird gezeigt, daß der Zulauf hauptsächlich im Streichen der Kluftzonen stattfindet und daß eine weitgehende hydrologische Unabhängigkeit der einzelnen Spaltensysteme besteht, Ergebnisse, die für Wasserversorgungsfragen von besonderer Bedeutung sind.

Neben diesen „unterirdischen Wasserläufen" ist ein flächenhaft ausgebreiteter Grundwasserstrom entwickelt, zu dessen Untersuchung in den Jahren 1933 und 1934 mehrere Meßreihen (Brunnenmessungen) durchgeführt wurden. Das Ergebnis waren die Grundwasserspiegelpläne der Stadt Mühlhausen und 47 weiterer Ortschaften des Eichsfeldes und Mühlhauser Beckens (die abgebildet und im einzelnen beschrieben werden), sowie eine große Zahl von Einzelnotizen. Die Ausbildung abgeschlossener Wasserstockwerke mit besonderen Grundwasserspiegeln tritt infolge des Fehlens ausgeprägt wasserstauender Horizonte stark zurück bzw. wird sie durch tektonische Einflüsse gestört.

Im Mühlhausen-Langensalzaer Becken kann ein oberer Süßwasserhorizont von einem unteren, Salzwasser führenden Grundwasserstrom unterschieden werden. Die Grenze zwischen beiden liegt im Stadtgebiet von Mühlhausen etwa bei 50 m Tiefe. Der obere Grundwasserstrom paßt sich meist der Geländeform mehr oder weniger stark an. Die Kluftzonen haben auf diesen Grundwasserstrom fast keinen Einfluß, dagegen steht er mit dem Unstrutlauf in enger hydrologischer Verbindung.

Die Schwankungen des Grundwasserspiegels, auf die nur kurz eingegangen werden konnte, folgen im Durchschnitt mit einer Verspätung von sechs bis acht Monaten den Schwankungen der Niederschläge, während die Verzögerung der Spaltenquellen etwa elf Monate beträgt. Auch hierbei zeigt sich die Unabhängigkeit des stromförmigen Grundwassers vom Kluftwasser.

D. Schriften

Bestel, G.: Das Steinsalz im Germanischen Mittleren Muschelkalk. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1929, **50**, I, S. 262—321. Berlin 1929.

Bornemann: Über die Diluvial- und Alluvialbildungen der Umgegend von Mühlhausen im Gebiete des oberen Unstruttales. — Z. deutsch. geol. Ges., **8**, S. 89—116. Berlin 1856.

Herrmann, R.: Der Gebirgsbau Nordost-Thüringens. — Beitr. Geol. Thür., **1**, 5. H., S. 39—57. Jena 1927.

Hess von Wichdorff: Zur weiteren Kenntnis der Quellmoore in Norddeutschland. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1912, **33**, II, S. 319—341. Berlin 1914.

Kaiser, E.: Die hydrologischen Verhältnisse am Nordostabhang des Hainich im nordwestlichen Thüringen. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1902, **23**, S. 323—341. Berlin 1905.

Kaiser, E. & Naumann, E.: Bericht über die wissenschaftlichen und praktischen Resultate der Aufnahmen auf Bl. Langula und Langensalza im Jahre 1901 und 1902. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1902, **23**, S. 641—659. Berlin 1905.

Klett, B.: Die Conchylien diluvialer und alluvialer Schichten in Westthüringen. I. u. II. — Z. Naturwiss., **87**, S. 47—62, **88**, S. 57—143. Halle 1926 u. 1927.

Klohn, K.-H.: Der Eichenberg—Gothaer Graben unter vergleichender Betrachtung der Viernauer Dislokationszone südlich Schmalkalden. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **116**, S. 113—162. Berlin 1930.

König, E.: Das Hainichgebiet und seine Karsterscheinungen. — Thür. Höhlen, **1**, S. 92—101. Berlin 1930.

Lehmann, R.: Das Diluvium des unteren Unstruttales von Sömmerda bis zur Mündung. — Jb. hall. Verb., **3**, Lief. Nr. 3, S. 89—124. Halle 1922.

Mempel, G.: Die Popperöder Quellen bei Mühlhausen i. Thür. — Beitr. Geol. Thür., **2**, S. 207—214. Jena 1929.

Naumann, E.: Tektonische Störungen der triadischen Schichten in der Umgebung von Kahla. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1897, **18**, S. 130—159. Berlin 1898.

— : Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. — Z. deutsch. geol. Ges., **64**, 1912, S. 299—332. Berlin 1913.

Nennstiel, K.: Springquellen und andere starke Quellen Thüringens. — Beitr. Geol. Thür., **3**, S. 33—66. Jena 1933.

Philippi, E.: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, 1910, S. 305—404. Berlin 1911.

Reichardt, A.: Eine neue herzynische Störungszone im Thüringer Triasbecken. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **49**, I, S. 107—123. Berlin 1928.

— : Beitrag zur Tektonik des Thüringer Beckens. — Beitr. Geol. Thür., **2**, S. 294—296. Jena 1930.

Siegert, L. †: Über Höhlen im Muschelkalk bei Kalteneber unweit Heiligenstadt. — Thür. Höhlen, **1**, S. 15—19. Berlin 1928.

Soergel, W.: Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **5**, 383 S., 10 Taf., 28 Abb. Berlin 1923.

Stieler, A.: Die Wasserthalebener Quellen und ihre Beziehungen zur Tektonik der Hainleite. — Geol. Meldearbeit, Klausthal 1929.

Triebel, L.: Die versiegte Helbe und wasserabführende Erdfälle des Dün. — Pflüger, **4**, S. 277—287, Flarchheim 1927.

Vorthmann, Ph.: Die Eichenberg—Saalfelder Störungszone von Paulinzella bis zur Wachsenburg. — Beitr. Geol. Thür., **3**, S. 3—32. Jena 1933.

Weber, H.: Das Alluvium der Wasserkraftanlage Spichra. — Beitr. Geol. Thür., **2**, S. 1—22. Jena 1928.

— : Geomorphologische Studien in Westthüringen. — Forsch. deutsch. Landes- u. Volksk., **27**, S. 267—474. Stuttgart 1929.

— : Zur Systematik der Auslaugung. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, 1930, S. 179—186. Berlin 1930.

— : Das Plateau von Gossel in Thüringen als Auslaugungsgebiet. — Z. Geomorphol., **6**, S. 23—30. Leipzig 1931.

Urschrift eingegangen am 2. Februar 1939

Druckauftrag erteilt am 7. November 1939

Die Etroeungt-Schichten des Bergischen Landes

Von Henry Paul, Berlin

Tafel 39 bis 42 und 4 Abbildungen

Inhalt

Seite

A. Einleitung 647
B. Kurzer historischer Überblick 649
C. Die Velberter Schichten 650
D. Beschreibung der Aufschlüsse 651
E. Stratigraphische Schlußfolgerungen 697
F. Vergleich mit anderen Gegenden 704
G. Paläontologischer Anhang 710
H. Schriften 723

A. Einleitung

Seit einer Reihe von Jahren beschäftige ich mich mit der Frage, in welcher Weise sich der Übergang vom Devon zum Karbon vollzieht. Die vorliegende Arbeit bildet einen zweiten Beitrag zu diesem Problem, nachdem ich einen Teil der gewonnenen allgemeinen Ergebnisse für das nordwesteuropäische Devon-Karbon-Gebiet bereits 1937 im Geological Magazine publiziert habe. Als nächstes soll eine detaillierte Darstellung der Schichten von Comblain-au-Pont in Belgien folgen, aus denen mir schon jetzt ein umfangreiches profilmäßig gesammeltes Material vorliegt.

In erheblichem Maße erleichtert und in gewissem Sinne erst ermöglicht wurden die vorliegend unterbreiteten Studien durch das groß angelegte Werk der Monographie der deutschen Unterkarbonfauna von Paeckelmann und Gallwitz. Es ist sehr bedauerlich, daß es dem Erstgenannten bisher nicht vergönnt war, auch den Spiriferenband abzuschließen. Der Verfasser hat jedoch dank der Freundlichkeit von Professor Paeckelmann dessen bisherige Forschungsergebnisse über die Spiriferen des deutschen Etroeungt an Hand dessen Originalmaterials und Manuskriptes kürzlich in Berlin studieren können. Ihm auch an dieser Stelle für sein nie ermüdendes Interesse an meinen Arbeiten über das rheinisch-westfälische Unterkarbon ergebenst zu danken, ist mir aufrichtiges Bedürfnis.

Teilweise völlig brach liegt zur Zeit leider die Untersuchung von für uns so wichtigen Tiergruppen wie die der rugosen Korallen, Muscheln[1]) und Rhynchonelliden. Namentlich die ersten zwei Gruppen dürften manches die Schlußfolgerungen dieser Studie Ergänzendes zu bieten haben. Die Korallenfauna wird gegenwärtig von Professor Schindewolf umfassend studiert, während die Bearbeitung der Zweischaler nunmehr in den Händen des Verfassers liegt.

Da einerseits die bis jetzt in monographischer Bearbeitung vorliegenden Tiergruppen einschließlich der noch nicht abgeschlossenen Spiriferen bereits eine recht eindeutige Antwort auf die Hauptproblemstellung dieser Studie zu geben erlauben und andererseits mich äußere Umstände zum Wechsel meines Wohnsitzes veranlassen, möchte ich den Abschluß dieses Teiles der Serie von Beiträgen zum eingangs gestellten Thema nicht länger hinauszögern.

Die im folgenden mitgeteilten Spiriferenbestimmungen sind wohl nur für *Spinocyrtia* als endgültig zu betrachten. Soweit diese in Verbindung mit meinen eigenen Erfahrungen über diese Brachiopodengruppe über die Richtung der künftigen Forschungen zu urteilen ermöglichen, wird sie sich bei *Cyrtospirifer* im wesentlichen in den bisherigen Bahnen bewegen und keineswegs zur Fortsetzung des von Grabau in seiner umfangreichen Monographie der chinesischen Devonbrachiopoden angewandten Artspaltungssystems führen. Bei *Cyrtospirifer verneuili* dürfte eine klare Artfassung unter Ausscheidung einiger (meist schon bekannter) Varietäten erreicht werden. *C. julii* wird sich als eigene Art halten lassen. Bemerkenswert ist die gelegentliche Herausbildung einer Pseudosyrinx an der Delthyrialplatte einiger rheinischer Cyrtospiriferen (oder *Cyrtospirifer* ähnlichen Formen). Eine weitergehende Artaufteilung wird sich dagegen bei *Spirifer* s. str. als notwendig erweisen. Diese in den äußeren Merkmalen ziemlich eintönige Gruppe weist innerlich erhebliche Differenzierungen auf, wie ich bereits an anderer Stelle (1937, S. 79) kurz hervorhob. Wichtig ist hier auch, daß sich bei diesen Formen zum Teil gewisse Beziehungen zu Spiriferen des nordamerikanischen Mississippium erkennen lassen, vor allem zur Gruppe des *Spirifer marionensis*. Bevor diese Fragen im einzelnen geklärt sind, dürfte die Ausscheidung einiger provisorischer Arten wenig Sinn haben. Wir haben die Gruppe daher im wesentlichen unter dem bisherigen Sammelnamen *Spirifer tornacensis* Kon. zusammengefaßt. Für unsere stratigraphischen Zwecke hat sich dieses Vorgehen im Laufe der Untersuchungen auch als hinreichend erwiesen.

Um zu einem einigermaßen wirklichkeitsgetreuen Bilde zu gelangen, war die Aufsammlung vieler Hunderter von Fossilien unumgänglich. Von dem ursprünglichen Vorhaben, auch die relative und absolute Häufigkeit der einzelnen Arten zu stratigraphischen Zwecken auszuwerten, wurde schließlich teils gezwungen, teils freiwillig abgesehen. Denn einerseits wäre dem Zufall in allzu weitgehender Weise Tür und Tor geöffnet, andererseits aber scheint mir nach dem Abschluß der Untersuchungen nunmehr die Menge der Individuen kein stratigraphisch auswertbarer Faktor zu sein.

---

1) Die Bearbeitung der Muscheln ist inzwischen von mir abgeschlossen worden. Die Bestimmungen konnten noch berücksichtigt werden.

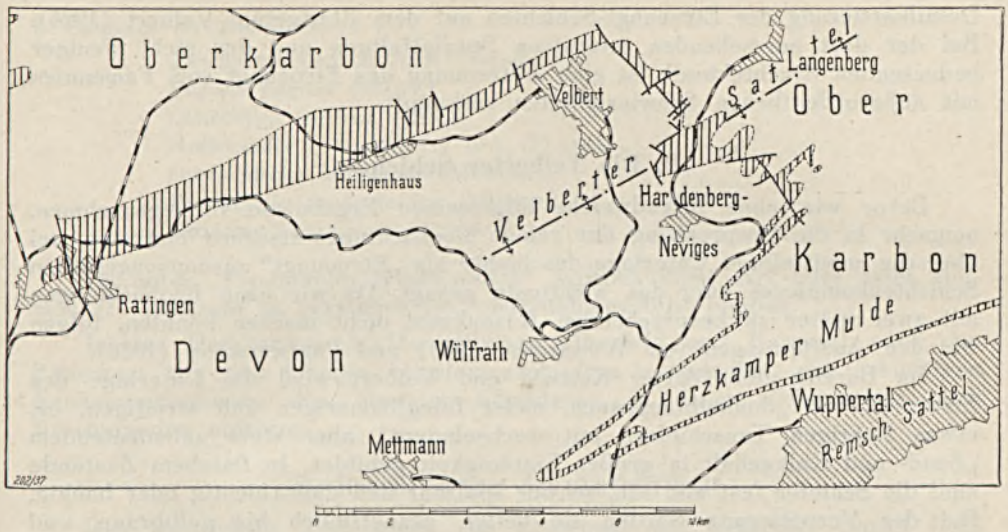


Abb. 1. Das Unterkarbonband (einschließlich Etroeungt- und Angertalschichten) des Velberter Sattels und der Herzkamper Mulde

Obwohl ich die große Mehrzahl der Stücke selbst gesammelt habe, war mir die Sammelhilfe der Herren Franz Steinhage in Velbert und Oberstleutnant Rudolph in Neuß von großem Wert. Ihnen, die mich auch bei meinen früheren Arbeiten bereits unterstützten, sei an dieser Stelle bestens gedankt. Zu danken habe ich ferner Herrn Dr. Ernst Kahrs, Direktor des Ruhrlandmuseums der Stadt Essen, der mir die ausschließliche Beschäftigung mit dem Gegenstande der vorliegenden Arbeit während mehrerer Monate ermöglichte.

B. Kurzer historischer Überblick

Kayser (1882) war der erste, der die Äquivalente des nordfranzösischen Etroeungt am Velberter Sattel erkannte. Kayser sah auch so klar den Charakter der Übergangsfauna dieser Schichten, daß er und nicht Drevermann, wie verschiedentlich behauptet wurde, als Entdecker des Etroeungt auf der rechten Rheinseite zu gelten hat. Entsprechend der damaligen Gepflogenheit der französischen und englischen Geologen und wohl auch infolge des Umstandes, daß seine Fauna (im wesentlichen von der Prinz-Wilhelm-Grube nordöstlich von Velbert) dank ihrer tiefen Lage im Profil des Etroeungt überwiegend oberdevonische Elemente enthält, stellte er die Etroeungt-Schichten von Velbert ins Devon.

Das unbestreitbare Verdienst Drevermann's (1902) ist es jedenfalls, den überwiegend karbonischen Charakter der rheinischen Etroeungtfauna erkannt zu haben. Wie wir später sehen werden, ist der Einwand Paeckelmann's und Jarosz's, Drevermann habe auch die Fauna des typischen Tournai (T_{II} meiner Klassifikation) in sein Etroeungt aufgenommen, nicht haltbar.

Von großem Wert sind die Mitteilungen Paeckelmann's (1913, 1921, 1922) über die Äquivalente des Etroeungt in der Herzkamper Mulde (unmittelbar nördlich Wuppertal). Bedeutungsvoll ist auch seine sorgfältige

Detailkartierung der Etroeungt-Schichten auf dem Blattgebiet Velbert (1928). Bei der dort herrschenden intensiven Spezialfaltung und der nicht weniger bedeutenden Bruchtektonik ist eine Abtrennung des Etroeungt vom Famennien mit außerordentlichen Schwierigkeiten verknüpft.

C. Die Velberter Schichten

Bevor wir, ohne irgendwelche allgemeinen Ergebnisse vorwegzunehmen, nunmehr in die Besprechung der reinen Beobachtungstatsachen eintreten, sei über die unmittelbare Unterlage des bisher als „Etroeungt" zusammengefaßten Schichtenkomplexes kurz das wichtigste gesagt. Da wir neue Beobachtungen mit zwei später zu besprechenden Ausnahmen nicht machen konnten, folgen wir den Ausführungen von Wunstorf (1931) und Paeckelmann (1928).

Im Bereich der Blätter Kettwig und Velbert wird die Unterlage des Etroeungt von „dunkelblaugrauen, meist feinglimmerigen und streifigen, oft etwas flasrigen Tonschiefern mit wechselndem", aber stets unbedeutendem „Sand- und Kalkgehalt in großer Eintönigkeit gebildet. In frischem Zustande sind die Schiefer fest und zäh, schwer spaltbar und dickschichtig oder bankig. Bei der Verwitterung werden sie heller, graugrünlich bis gelbbraun, und dünnschichtig-bröckelig. Durch Zunahme des Sandgehaltes entwickeln sich gelegentlich geringmächtige, glimmerige, kalkige Sandsteine, die sich jedoch nicht verfolgen und meist auch nicht auf der Karte ausscheiden lassen. Bisweilen reichert sich auch der Kalkgehalt stärker an, so daß unreine, schnell auskeilende, dunkle Kalkbänke entstehen. Wellenfurchen und Kreuzschichtung sind in den Schiefern verbreitet und lassen auf Ablagerung in flachem Wasser schließen."

Diese Schieferfolge, deren Mächtigkeit Paeckelmann auf 500 bis 1000 m schätzt, wird als „Velberter Schichten" bezeichnet.

Versteinerungen sind in den Velberter Schichten äußerst selten. Abgesehen von den beiden von mir aufgefundenen und später zu beschreibenden Fossilfundpunkten im Angertal liegen reichere Faunen nur von Ratingen (auf dem Baugrundstück der Automobilfabrik Daag, jetzt Heim des Reichsarbeitsdienstes) und von der Ziegelei Wordenbeck südlich des Bahnhofs Velbert West vor. Ich lasse die Listen (unter Benutzung der heute üblichen Benennungen) nach den Erläuterungen zu den beiden Kartenblättern hier folgen:

1. Ratingen:

Terebratuloidea[1]) *letiensis* (Goss.)
Rhynchonella sp.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
C. verneuili var. *tenticulum* (M. V. K.)
C. verneuili var.
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Athyris davidsoni Rig.
Cleiothyris royssii (Lev.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Dalmanella interlineata (Sow.)
Chonetes ratingensis Gallw. ?
Productella caperata (Sow.) em. Pck.

1) Siehe Bemerkung auf Seite 722.

2. Ziegelei Wordenbeck:

Terebratuloidea letiensis (Goss.)
Pugnax pugnus (Mart.)
Cleiothyris royssii (Lev.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Productella productoides (Murch.)
Chonetes ratingensis Gallw. ?

Ob unter „*Productella productoides*" wirklich diese Art oder nicht vielmehr *P. caperata* zu verstehen ist, muß dahingestellt bleiben.

In der Herzkamper Mulde (Blätter Elberfeld und Barmen) wird das Etroeungt von den Oberen Cypridinenschiefern unterlagert, der schiefrigen Cephalopodenfazies des obersten Oberdevon, in denen nicht selten auch Brachiopoden auftreten.

D. Beschreibung der Aufschlüsse

Das westlichste Vorkommen von Etroeungt am Velberter Sattel liegt im nordwestlichen Stadtteil von Ratingen. Zwischen einem Punkt etwa 500 m östlich vom Bahnhof Ratingen West und der Bahnlinie Hösel—Ratingen Ost bildet es nach der geologischen Karte einen durch Querstörungen stark zerhackten Komplex. In ziemlich regelmäßigen Abständen sind Crinoidenkalkbänke dick eingezeichnet. Anstehend ist von diesen Kalkbänken mit Ausnahme der unten zu erwähnenden südlich der Cromforder Mühle gegenwärtig nur diejenige im Wegeinschnitt südlich der Fabrik von Cromford zu beobachten. Ihre Mächtigkeit ist nicht festzustellen, anscheinend aber gering. Es sind ziemlich reine, blaugraue, grobkristalline Kalke mit Crinoidenstielgliedern. Sie streichen N 60° O und stehen seiger. An Fossilien fand ich nur *Terebratuloidea pleurodon* (Phill.). Im übrigen ist das tiefliegende Gebiet meist flach und mit jungdiluvialen Sanden bedeckt. An der östlichen Seite der Lintorfer Straße, kurz südlich der Kreuzung mit der ost-westlichen Hauptstraße, beobachtete ich an Stelle von Crinoidenkalken graugrüne feinglimmerige Schiefer mit Sandflasern und einen großen Block von tertiärem Quarzit, die bei Ausschachtungen bloßgelegt wurden. Das Streichen beträgt N 65° O bei steil nördlichem Einfallen.

In der Friedhofstraße in Ratingen wurden bei Gelegenheit von Ausschachtungen eisenschüssige, sandige Schiefer von geringem Kalkgehalt aufgeschlossen, in denen ich fand:

Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Tornquistia polita (M'Coy)
Fenestella sp.
Ptilopora sp.

Sonst ist dieser Abschnitt anscheinend sehr arm an Versteinerungen. Dagegen befinden sich fossilreiche Kalkschiefer in einem alten kleinen Steinbruch südlich vom (jetzt trocken gelegten) Angerteich. Korallen- und stromatoporenreiche Mergelkalke werden von einer 5,50 m mächtigen Folge stark druckgeschieferter Crinoidenkalke überlagert, denen

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

im Hangenden blaugraue glimmerige Schiefer folgen. Generaleinfallen nördlich. In der liegenden Partie fand ich an Brachiopoden, Muscheln und Stromatoporen:

Grammatodon semicostatus var. *meridionalis* (Kon.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Productella goergesi Pck.
Tornquistia polita (M'Coy)
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Clathrodictyon aquisgranense Dantz

Die Crinoidenkalkbank im „B" von In der Brück konnte ich nicht wieder auffinden. An der bezeichneten Stelle fand ich eine 60 cm mächtige Sandsteinbank mit brauner Verwitterungsrinde. Der Sandstein ist teils quarzitisch, teils grobglimmerig.

Unmittelbar westlich von den Häusern In der Brück stehen mit steilem nördlichen Einfallen blaugraue Schiefer mit Sandflasern und Wellenfurchen an, denen dicke Bänke quarzitischen Sandsteins eingelagert sind. Streichen N 65° O.

Hervorragend aufgeschlossen und sehr fossilreich ist das Etroeungt südlich der großen Visékalksteinbrüche. Es ist in einer Mächtigkeit von 130 m ohne erhebliche Unterbrechungen bloßgelegt. Paeckelmann und Schindewolf haben das Profil 1930 petrographisch genau aufgenommen. Herr Professor Paeckelmann stellte mir die Niederschrift dankenswerterweise zur Verfügung. Auf ihr basieren größtenteils die nachfolgenden petrographischen Ausführungen.

Das Profil beginnt am Anschnitt der Eisenbahnlinie Ratingen West—Wülfrath. Dort beobachtet man nach Paeckelmann-Schindewolf nachstehende Schichtenfolge:

1. Sandig-glimmerige, mehr oder weniger kalkige Schiefer. Der Sandgehalt ist meist schlierenartig angereichert, die Schiefer sind bisweilen dünnbankig, bis 25 cm dick. Brachiopoden und Crinoidenstielglieder.
2. In der unteren Hälfte wie 1 (infolge einer Querstörung), darüber dickere, unreine, mehr oder weniger kalkige, ebenflächige Sandsteine in Bänken von bis 60 cm Dicke, mit dünnen Schiefermitteln. Spärliche Crinoidenstielglieder und Pflanzenhäcksel. 6,00 m
3. Kalkige, sandige Schiefer mit kalkigen Sandsteinbänkchen. 0,70 m
4. Crinoidenkalkbank, nesterweise mit Crinoidenstielgliedern. 0,40 m
5. Mergelige Schiefer mit Korallen, Brachiopoden, Bryozoen, Crinoiden und Trilobiten. 0,30 m

   Phacops sp.
6. Zwei Kalkbänke. Crinoidenarmer dunkelgraublauer Kalk mit 10 cm Schiefermittel mit Kalkknollen. Nesterweise Korallen. 1,50 m

   Phacops sp.

7. Mergelschiefer mit Korallen. 0,30 m

Spirifer tornacensis Kon.
Clathrodictyon aquisgranense Dantz

8. Dunkelblaugrauer, dichter Kalk mit spärlichen Crinoidenstielgliedern, Brachiopoden und Stromatoporen. 0,75 m

Clathrodictyon aquisgranense Dantz

9. Kalkige Schiefer, bankweise Kalkknollenschiefer. Sehr fossilreich, insbesondere Korallen, Brachiopoden, Stromatoporen. Etwa 3,00 m

Pentremites sp.
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili var. *tenticulum* (Vern.)
Leptaena analoga Phill.
Dalmanella interlineata (Sow.)
Syringopora sp.

10. Dickbankige dunkelblaugraue Kalke mit mehreren Schieferzwischenmitteln, teilweise knollig-flasrig. Sehr fossilarm. Crinoidenstielglieder. Etwa 4,00 m

11. Kalkige Schiefer mit 50 cm dicker Bank plattigen Kalksandsteins. Reich an Brachiopoden. Korallen fehlen. An der hangenden Grenze Bank mit zahlreichen Orthiden. 1,20 m

Platycrinus sp.
Euomphalus sp.
Cypricardinia bistriata (Portl.)
Euchondria vera Drev.
Grammatodon semicostatus (M'Coy)
Ctenodonta whidbornei Paul
Cleiothyris royssii (Lév.)
Spinocyrtia bergica Paeck.
Spirifer tornacensis Kon.
Sp. strunianus Goss.
Cyrtospirifer verneuili Murch.
Buxtonia nigra (Goss. em. Dehée)
Avonia praelonga (Sow.)
A. schmidti Pck.
Productella caperata caperata (Sow.), em Pck.
P. goergesi Pck.
Plicochonetes sp.
Chonetes ratingensis Gallw.
„*Ch.* n. sp. aff. *variolatus*“ Gallw.
Leptaena analoga Phill.
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
Dalmanella interlineata (Sow.)
D. bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)

12. Kalkknollenschiefer. Die Knollen sind hart und schwefelkiesreich. Crinoidenstielglieder und Spuren von Brachiopoden. Sehr fossilarm. 1,00 m

13. Milde, dünnschiefrige, kalkige Schiefer mit Brachiopodenplatten. 1,60 m

Platycrinus sp.
Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Ceratotheca roemeri Koenen
Euomphalus sp.
Euchondria vera Drev.
Aviculopecten (Aviculopecten) transversus (Sow.)
Pterinopecten (Pterinopecten) mundus Whidb.
P. (P. ?) hallii Whidb.
Leiopteria bodana (Röm.)
Grammatodon cf. *walciodorensis* (Kon.)
G. semicostatus (M'Coy)
Ctenodonta lirata (Phill.)
Pugnax pugnus (Mart.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
C. verneuili var. *tenticulum* (Vern.)
Buxtonia nigra (Goss. em. Dehée)
Avonia praelonga (Sow.)
Productella caperata caperata (Sow.) em. Pck.
P. caperata caperata var. *radiata* Pck.
P. goergesi Pck.
Chonetes ratingensis Gallw.
„*Ch.* n. sp. aff. *variolatus*“ Gallw.
Leptaena analoga Phill.
Streptorhynchus (Schuchertella) radialis (Phill.)
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Fenestella cf. *rudis* Ulr.
Syringopora sp.

14. Dickbankige, kalkige Schiefer mit Kalkknollen und -flasern. Etwa 3,00 m

Außer den oben angeführten Fossilien fanden sich in dem Profilabschnitt 1 bis 14 nachstehende Arten:

Hydrocrinus ratingensis W. E. Schmidt
Loxonema cf. *sulcatum* Kon.
Straparollus dionysii Montf.
Baylea leveilli Kon.
Mourlonia cf. *griffithi* (M'Coy)
Porcellia woodwardi (Mart.)
Capulus oehlerti Kon.
Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
Pterinopecten (Pterinopectinella) polytrichus (Phill.)
Grammatodon ratingensis (Pck.)
Sanguinolites angustatus (Phill.)
S. ratingensis (Drev.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
„*Productella* n. sp. α“ Pck.

„*P.* n. sp. β" Pck.
Plicochonetes margaritaceus (Whidb.)
Derbyia kayseri Gallw.
Fenestella cf. *longa* Nekh.
Acanthoclema ? *cavernosa* Nekh.
Monotrypella ? *cromfordensis* Nekh.

Nach einer Unterbrechung von etwa 27 m Schichtenmächtigkeit folgen:

15. Sandige Schiefer mit dünnplattigen, glimmerreichen Sandsteinen. Reich an Fucoiden. Wellenfurchen. Sehr spärlich Brachiopoden und Crinoiden. Aufgeschlossen etwa 1,50 m

16. Dunkle und helle, dünnbankige bis flaserige, feste, splitterig brechende Crinoidenkalke. Die Bänke haben eine Dicke von 10—60 cm. Kleine Crinoidenstielglieder gesteinsbildend, daneben spärlich große Crinoidenstielglieder. Streifen von Stromatoporen. Einzelkorallen. 3,70 m

Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
Buxtonia nigra, Übergangsform zur var. *bassa* (Vaugh)
Streptorhynchus (Streptorhynchus) pauli Gallw.
Palaeosmilia aquisgranensis (Frech)
Syringopora sp.
Clathrodictyon ratingense n. sp.
Endothyra sp.

17. Graugrüne, mehr oder weniger sandige Schiefer mit vielen dünnen, mehr oder weniger kalkigen, feinglimmerigen Sandsteinen. In den Sandsteinen fand Herr Steinhage:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Edmondia regularis Paul
Streblochondria piltonensis (Whidb.)
Euchondria vera Drev.
Aviculopecten (Newellia) rudolphi Paul
A. (Aviculopecten) cf. *nexilis* (Sow.)
Pterinopecten (Pterinopecten) mundus Whidb.
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
T. letiensis (Goss.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.). Sehr häufig.
C. julii (Dehée)
Avonia praelonga (Sow.). Sehr häufig.
Productella caperata caperata (Sow.) em. Pck.
P. caperata caperata var. *radiata* Pck.
P. goergesi Pck.
Chonetes ratingensis Gallw.
„*Ch.* n. sp. aff. *variolatus*" Gallw.
Leptaena analoga Phill.
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
St. (Sch.) portlockiana (Sem.)
Derbyia kayseri Gallw.

D. steinhagei n. sp. Sehr häufig.
Dalmanella interlineata (Sow.)
D. bergica (Kays.)
Fenestella cf. *rudis* Ulr.
F. sp. Gruppe der *F. quadrulla* Nekh.
F. aff. *rudis* Ulr.

In den Schiefern kommen vor:

Naticopsis sp.
Leiopteria (Leptodesma) cultellatum Whidb.
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Buxtonia nigra, Übergangsform zur var. *bassa* (Vaugh.)
Productella caperata paeckelmanni var. *radiata* Pck.

18. Dichter, dunkelblaugrauer, zäher, splitterig brechender Kalk mit zahlreichen kleinen Crinoidenstielgliedern. Spärlich Brachiopoden und Korallen. Bank von 1,10 m

Liebus stellte das Vorkommen nachstehender Foraminiferen fest:

Endothyra parva Möller
Bradyina nautiliformis Möller
B. sp. aff. *rotula* Eichw.
Globivalvulina bulloides Brady
Cribrostomum sp.

19. Graue und grüne, mehr oder weniger sandige Schiefer mit zahlreichen dünnplattigen, ebenflächigen Sandsteinlagen. Sehr reich an Bryozoen und Zweischalern, namentlich an der Basis. 3,10 m

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Grammatodon semicostatus (M'Coy)
Prothyris contorta Whidb.
P. recta Whidb.
P. bergica Drev.

20. Zwei Kalkbänke wie 18. 1,30 m

Syringopora sp.

21. Crinoidenkalke, teilweise flaserig, mit zahlreichen Einlagerungen von Mergelschiefern. Aufgeschlossen 7,20 m

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Striatoclymenia eurygomphala (Schdwf.), Taf. 3, Fig. 3.
Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
Pterinopecten (Pterinopectinella) polytrichus (Phill.)
Grammatodon normalis (Kon.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia praelonga (Sow.)
Productella caperata paeckelmanni var. *radiata* Pck.
Streptorhynchus (Streptorhynchus) pauli Gallw.
Rhipidomella michelini (Lév.)
Palaeosmilia aquisgranensis (Frech)

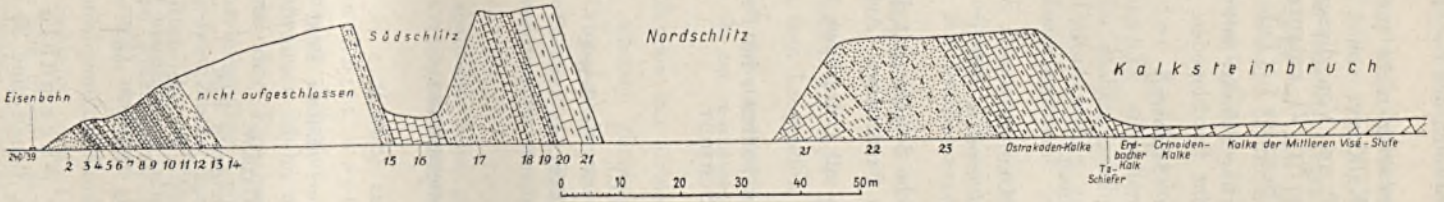


Abb. 2. Profil durch das Etroeungt bei Ratingen (Cromford)

Die folgenden 28 m sind gegenwärtig nicht mehr aufgeschlossen. Nach von Dechen standen „blauschwarze Kalklager von 1 Zoll bis 2½ Fuß Stärke mit abwechselnden Schieferschichten" an. Von diesen finden sich Lesesteine mit Versteinerungen, die denen aus Nr. 21 entsprechen. Namentlich findet sich *Striatoclymenia eurvomphala* (Schdwf.) (Taf. 41, Fig. 3). Es folgen:

22. Milde, schlecht spaltende, graugrüne Schiefer mit Sandflasern und Tongallen. Clymenien, Zweischaler und kleine Brachiopoden.

Striatoclymenia eurvomphala (Schdwf.)
Posidonia venusta (Mstr.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
C. julii (Dehée)
Buxtonia nigra (Goss. em. Dehée)
Productella caperata paeckelmanni n. subsp.
Tornquistia polita (M'Coy)

23. Graubraune, sandige, glimmerreiche Schiefer mit dünnschichtigen bis plattigen oder dünnbankigen, glimmerigen Sandsteinen. Aufgeschlossen etwa 16,00 m

24. Dolomitische und unreine Kalke mit Ostracoden, oben mit Crinoidenkalknest mit T_{II} - Fauna.

Außer den oben genannten Arten kommen im Profilabschnitt 1 bis 23 vor:

Platycrinus guttifer W. E. Schmidt
„*P.* sp. 1" W. E. Schm.
„*P.* sp. 2" W. E. Schm.
Arthroacantha hystrix (Phill.)
Culmicrinus ? singulocirrus W. E. Schm.
Taxocrinus macrodactylus (Phill.)
Pentremites ovalis Gf.
Ctenodonta lirata (Phill.)
C. sinuosa (Ryckh.)
Sphenotus ? ratingensis Drevermann
Prothyris bergica Drev.
Aviculopecten cf. *transversus* (Sow.)
Euchondria vera Drev.
Plicochonetes crassistrius var. *minima* Pck.
P. cromfordensis Gallw.
P. cromfordensis var. *lata* Gallw.
Chonetes laguessianus var. *angusta* Pck.
Semenowia aff. *concentrica* Kon.
Streptorhynchus (Schuchertella) inaequicosta Gallw.
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)
Orthopora bifurcata Nekh.

Im Hohlweg südlich der Auermühle beobachtet man kalkige und mergelige Schiefer mit Fossilien, denen eine 35 cm mächtige Bank eisenschüssigen Kalksandsteins eingelagert ist. Diese hat Wunstorf offenbar

als Crinoidenkalkbank kartiert. Streichen N 73° O, Einfallen 48° N. In der Kalksandsteinbank fand ich:

Terebratuloidea letiensis (Goss.)
Spinocyrtia bergica var. *alta* Pck.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Chonetes ratingensis Gallw.
Fenestella sp.

Im Einschnitt der Feldbahn des Formsandwerkes südöstlich der Auermühle streichen die Schichten N 86° O und fallen mit 80° nach N ein. Es stehen mürbe, milde und kalkige, häufig fossilführende Schiefer an. Untergeordnet treten feste glimmerige Schiefer auf. Eine 30 cm mächtige Mergelkalkbank ist eingelagert. Ich fand:

Streblochondria piltonensis (Whidb.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
einen *Spirifer* mit Stachelwarzen
Avonia sp.
Productella goergesi Pck.
Fenestella sp.

Im Bahneinschnitt an der Kreuzung der beiden Eisenbahnlinien nahm ich vom Liegenden zum Hangenden folgendes Profil auf:

1. Mehr oder weniger eben spaltende, dickschiefrige, glimmerige Schiefer mit Einlagerung einer 30 cm mächtigen Bank schwach bituminösen Crinoidenkalkes.
2. Wulstige Kalksandsteine mit Crinoidenstielgliedern.
3. Uneben spaltende, schwach glimmerige Tonschiefer.
4. 2 m dickbankige Crinoidenkalksandsteine mit wulstigen Schichtflächen.
5. Sandig-glimmerige Schiefer mit Einlagerung von 50 cm mächtigen teilweise ellipsoidischen glimmerreichen Sandsteinen, die unteren 10 cm ebenflächig.
6. Milde Schiefer.
7. Wulstige, uneben spaltende, feste, glimmerige Schiefer mit Einlagerung einer 60 cm mächtigen Crinoidenkalksandsteinbank.
8. Milde Schiefer.

In dem Bahneinschnitt westlich der Papiermühle treten uneben spaltende glimmerige Schiefer vom Typ der Famenne-Schiefer auf. Eine 2 cm dicke, in gelbbraunen Mulm umgewandelte Kalklinse enthält Rhynchonelliden. Am Ostende des Einschnittes treten Fenestellen auf. Den Schiefern ist eine glimmerig-sandige Crinoidenkalkbank eingelagert. Unter ihr liegen 70 cm dünnplattig-feinglimmerigen Sandsteins. Etwa in der Mitte des Einschnittes treten inmitten der Schiefer mehrere der oben beschriebenen Sandsteinbänke auf. Ihre Mächtigkeit beträgt im Mittel 15 cm. Im Ostabschnitt liegt zuoberst eine 70 cm mächtige Sandsteinlage, die aus aneinander gereihten brotlaibförmigen Sandsteinpacken besteht. Unter ihr folgen in 1,10 m Mächtigkeit Schiefer vom Typ der Famenne-Schiefer, die ihrerseits unterlagert werden von einer 1 m mächtigen kompakten Sandsteinbank. Das Liegende bilden wieder Schiefer vom Typus der Famenne-Schiefer.

Unmittelbar westlich des Bahneinschnittes wurde in einem verlassenen Steinbruch eine 5 m mächtige Crinoidenkalkfolge abgebaut.

Nördlich des Einschnittes streichen feste glimmerige Schiefer über den Waldpfad. Sie enthalten einige 2 bis 4 cm dicke, braungelb verwitterte, fossilführende, feinkörnige Kalksandsteinbänkchen. Die Versteinerungen sind sehr schlecht erhalten und unbestimmbar.

In dem zwischen der Papiermühle und der Auermühle gelegenen Abschnitt am Nordhang des Angertales wird das Etroeungt überwiegend aus einförmigen Famenne-Schiefern und Sandsteinen gebildet. Nur gelegentlich treten einzelne dünne, teilweise eisenschüssige Kalksandsteinbänke auf. Eine geringmächtige fossilführende Kalksandsteinbank enthalten sie beispielsweise in einem kleinen Aufschluß am Wege westlich der Auermühle. Über diesen Weg laufen einige dünne, dichte, fossilführende Crinoidenkalkbänkchen.

An der Stelle, wo die auf der geologischen Karte dargestellte Kalkbank den von der Auermühle nach N führenden Weg schneidet, sind Aufschlüsse nicht vorhanden.

Ein größerer Aufschluß in faziell den Famenne-Schiefern entsprechenden Schiefern findet sich unmittelbar nördlich der Auermühle.

In dem nordöstlich der Auermühle in das Angertal mündenden, tief eingeschnittenen Tälchen, das von Eggerscheidt herunterkommt, sollen den Schiefern nach der geologischen Karte mehrere mächtige Crinoidenkalkbänke eingelagert sein. Die erste von N soll an der Stelle ausstreichen, wo sich ein großer Quarzitblock befindet. Ich habe sie nicht wiederfinden können. An der Stelle, wo die zweite Bank eingezeichnet ist, liegt im Bachbett ein nicht anstehender Kalkblock. Die dritte Bank, die in besonders breitem Ausstrich gezeichnet ist, fand ich ebenfalls nicht, sondern dort nur Schiefer, Sandsteine und Tertiärquarzite. Die vierte Kalkbank hat nur eine Mächtigkeit von 20 cm, die fünfte fand ich nicht.

Der NO-Ecke des zur Auermühle gehörigen Teiches gegenüber, südlich vom Hohlweg, treten in den Schiefern 1,50 m dickbankige, stark druckgeschieferte Crinoidenkalksandsteinbänke mit einigen Fossilien auf. Einfallen steil N. Über ihnen liegen blaugraue Schiefer, unter ihnen dickbankige, pflanzenhäckselführende, graue Quarzsandsteine.

120 m östlich davon wurden in einem alten kleinen Steinbruch 2,5 m mächtige, geschieferte Crinoidenkalke abgebaut. Einfallen steil nördlich bis seiger. Streichen N 73° O.

Etwa 50 m weiter östlich tritt im Hang unmittelbar am Wege wiederum eine Crinoidenkalkbank von unbestimmbarer Mächtigkeit aus dem Verwitterungsboden hervor. Sie liegt nur wenig tiefer als die vorhergehende und ist auf der geologischen Karte vermutlich mit dieser zusammengefaßt worden.

Die Kalkbank, die auf der Karte nordöstlich des von der Anger beschriebenen nach N offenen ⌊‾‾⌋ eingezeichnet ist, habe ich nicht wiederfinden können.

Etwa 150 m westlich Kickenau (Nordhang des Angertales) enthalten die Etroeungt-Schiefer eine Fauna:

Spinocyrtia bergica Pcк.
Cyrtospirifer julii (Dehée)

Wenig östlich von hier ist den ganz flach nach N fallenden, etwas kalkigen Schiefern eine 20 cm mächtige Bank blaugrauen, kristallinen Kalkes mit vielen Crinoidenstielgliedern und mit rotbrauner Verwitterungsrinde eingelagert.

Westlich Gräfgenstein treten am Fuß des Hanges kompakte Crinoidenkalke auf. Sie sind in weniger als 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen, liegen flach und werden von ebenso horizontal liegenden Schiefern mit Sandsteinbänken überlagert.

Unmittelbar bei Gräfgenstein beobachtet man seiger stehende feste Schiefer mit Sandflasern. Über ihnen folgen Schiefer mit dünnen Sandsteinbänkchen.

Im Hohlweg nördlich Gräfgenstein, an der Stelle, wo auf der geologischen Karte die nördliche Kalkbank eingetragen ist, streichen die Schichten N 60° O und fallen mit 75° nach S ein.

Besonders fossilreich sind die Etroeungt-Schichten zwischen der Einmündung des Seitentales von Wiedenhof und Hochstein auf der Südseite des Angertales, wo sie allerdings auf der geologischen Karte als „Velberter Schichten" dargestellt wurden. Das Einfallen ist infolge starken Gehängedruckes nicht sicher zu ermitteln. Die Schichten dürften jedoch nahezu seiger stehen. Feste, blaugraue, kalkig-sandige und milde Schiefer wechseln mit wenigen dünnen Sandsteinbänkchen. Gelegentlich finden sich ausgelaugte eisenschüssige Kalksandsteine als dünne Zwischenlagen. Häufig sind kalkige Schiefer mit Crinoidenstielgliedern und zahlreichen Fossilien. Bisweilen beobachtet man langgestreckte, unregelmäßige Knollen blaugrauen, kristallinen Kalkes, die südlich Kickenau zwei durch Schiefermittel getrennte fossilführende Bänke bilden. Das Profil ist bei Kickenau von S nach N folgendes:

1. 4,00 m aufgeschlossen blaugraue, milde und quarzitische Schiefer mit geringem Glimmergehalt, oben mit Fossilien:

   Terebratuloidea letiensis (Goss.)
   Cleiothyris royssii (Lév.)
   Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
   Dalmanella bergica (Kays.)
   Fenestella sp.

2. 0,15 m Bank gelben, feinglimmerigen Sandsteins.
3. 0,30 m Schiefer.
4. 0,05 m Sandsteinbank.
5. 1,00 m Schiefer.
6. 0,05 m Sandstein.
7. 0,06 m Schiefer.
8. 0,08 m Sandstein.
9. 2,40 m Schiefer.
10. 0,07 m Sandstein.
11. 1,50 m Schiefer.
12. 1,00 m Schiefer mit Kalkknollen, *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.).
13. 0,65 m Kalkbank mit Fossilien, nach dem Liegenden und Hangenden unrein werdend.

14. 1,00 m Schiefer mit dünnen Sandsteinbänken.
15. 2,50 m blaugraue, körnige, feste, teils mergelige, geschieferte Kalke.
16. 0,90 m Mergelschiefer.
17. 3,00 m aufgeschlossen Schiefer mit Sandsteinbänkchen.

Petrographisch ist das ein typisches Etroeungt-Profil.

Am Hang südöstlich Kickenau kommen nach meinen Beobachtungen vor:

Euomphalus sp.
Pseudaviculopecten aquisgranensis (Frech)
Terebratuloidea letiensis (Goss.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Spinocyrtia bergica Pck., häufig
Sp. bergica var. *alta* Pck.
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.), häufig
Dalmanella bergica (Kays.)
D. interlineata (Sow.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Fenestella sp.

Nördlich Hochstein befinden sich auf der Südseite des Angertales einige Aufschlüsse in festen blaugrauen Schiefern, denen Bänke und Platten grobglimmerigen und quarzitischen Sandsteins eingelagert sind. Die von Wunstorf kartierte Kalkbank fand ich nicht. Südlich von dem Punkt, an dem sie nach der geologischen Karte ausstreicht, enthalten die Schiefer noch Sandsteinzwischenlagen und eine mürbe Kalksandsteinbank. so daß auch hier noch Etroeungt vorliegt. Streichen N 60° O, Einfallen 90°.

Im Einschnitt der Reichsautobahn (Ostseite) streichen die Schichten im N N 140° O und fallen mit 22° nach SW ein. Wenig südlich ist die Muldenachse erreicht, wo die Schichten mit 56° nach W einfallen. Kurz südlich von hier herrscht Nordfallen. Auf der Westseite des Einschnittes fallen die Schichten flach nach W ein. Es sind graugrüne, gelblich verwitternde, schwachsandige Schiefer, denen eine kalkreiche Bank mit Crinoidenstielgliedern und ein Bänkchen in rotbraunen Mulm umgewandelten Kalksandsteines zwischengeschaltet ist. Sandsteine finden sich nur ganz untergeordnet. Auffallend ist das östliche Ausheben der Mulde, eine Erscheinung, der wir später nochmals begegnen werden. Bekanntlich fallen die Faltenachsen im Bergischen Lande generell nach ONO ein.

Im N—S gerichteten Abschnitt des Hohlweges südwestlich Müschenau stehen mit steilem S-Fallen sandige Schiefer mit dünnen Sandsteinbänkchen an. Die von Wunstorf dort kartierte Kalkbank enthalten sie nicht.

Unmittelbar südlich Müschenau befindet sich ein verlassener kleiner Steinbruch in blaugrauen, festen Schiefern mit Sandsteinbänkchen und Sandflasern. Die von Wunstorf kartierte Crinoidenkalkbank habe ich nicht beobachten können. Einfallen steil südlich.

Im Bahneinschnitt westlich des Haltepunkts Steinkothen und südlich davon am Hang stehen grobglimmerige und quarzitische Sandsteine mit ziemlich viel Schieferzwischenmitteln an. Im Ein-

schnitt enthalten sie zwei 30 cm mächtige Kalksandsteinbänke mit Crinoidenstielgliedern. Einfallen steil südlich.

Beim „f" von Lengelshof (Nordhang des Angertales) stehen dünnplattige, gelegentlich gebankte Sandsteine in regelmäßigem Wechsel mit sandigen Schiefern in einer Mächtigkeit von 50 m an. Einfallen steil südlich.

Am linken Hang des Tälchens westlich der Reichsautobahn stehen im Hohlweg geringmächtige eisenschüssige Kalksandsteine mit vielen Crinoidenstielgliedern an. Darüber folgen sandige Schiefer mit grobsandigen Putzen.

Im Bahneinschnitt östlich Müschenau treten mit steil nördlichem Einfallen plattige bis bankige Glimmersandsteine mit untergeordneten sandigen Schiefern auf. In der Mitte der Nordseite des Einschnittes enthält eine 70 cm mächtige Mergelbank Versteinerungen, besonders Korallen:

Spinocyrtia bergica Pck.
Dalmanella bergica (Kays.)
D. interlineata (Sow.)
Fenestella sp.

Dieselben Gesteine finden sich am Beginn des von Müschenau nach NW führenden Hohlweges. Auf sie folgen eigenschüssige kalkig-sandige Schiefer mit vielen Crinoidenstielgliedern und mit *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.) Darüber legen sich sandig-glimmerige Schiefer mit grobsandigen Lagen. Diese werden überlagert von milden, graugrünen Schiefern. Die auf der geologischen Karte dargestellte Crinoidenkalkbank war zur Zeit meiner Begehungen nicht zu beobachten.

Im Bahneinschnitt Müschenau fand ich:

Spinocyrtia bergica Pck.
Dalmanella bergica (Kays.)
D. interlineata (Sow.)
Fenestella sp.

Im verlassenen Crinoidenkalksteinbruch westlich Klein Steinkothen nahm ich folgendes Profil auf:

1. Zuunterst etwa 1 m plattige graue feinglimmerige Sandsteine. Eine Schichtfläche ist mit unbestimmbaren Orthotetinen angefüllt. Spärlich glatte Productellen und Rhynchonelliden.

   Oxyclymenia sp. Taf. 3, Fig. 1

2. Darüber geringmächtige schwer spaltende graugrüne Schiefer mit Sandflasern, fossilfrei.
3. Dünnschichtige feinglimmerige Sandsteine von geringer Mächtigkeit.
4. Hellgraue Crinoidenkalke mit zahlreichen kleinen Crinoidenstielgliedern, in Bänken von 80—90 cm Stärke. 3,00 m
5. Milde Schiefer mit Lagen feinglimmerigen Sandsteins. 1,00 m
6. Dickschichtige, feinkörnige, schwach kalkige Sandsteine. 0,90 m
7. Kalkige Schiefer mit Fauna. 0,06 m

   Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
   Cyrtospirifer verneuili (Murch.)

8. Sandsteinbänkchen. 0,10 m
9. Kalkige Schiefer. 0,30 m

10. Ausgelaugte Kalksandsteinbank. 0,30 m

Cyrtospirifer julii (Dehée)

11. Fossilführende kalkige Schiefer. 0,30 m

Phacops sp.
Hypolithes sp.
Rhynchonella moresnetensis Kon.
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia praelonga (Sow.)
A. sp.
Productella caperata caperata (Sow.) em. Pck.
P. caperata caperata var. *radiata* Pck.
P. caperata paeckelmanni n. subsp., var. *radiata* Pck.
P. sp. aff. *goergesi* Pck.
P. sp.
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.

12. Bank gelbbraunen feinkörnigen Sandsteins. 0,13 m
13. Kalkige Schiefer mit feinglimmerigen Lagen. 0,60 m
14. Drei Sandsteinbänkchen. 0,25 m
15. Vorwiegend milde Schiefer mit Sandsteinbänkchen, diese gelegentlich mit Crinoidenstielgliedern. 1,50 m
16. Sandsteinbank. 0,30 m
17. Gelbbraune Schiefer.

Am rechten Hang des Ausganges des von Bellscheidthof herabkommenden Tälchens stehen zuoberst steil südfallende plattig-bankige Sandsteine an. Darunter folgen schieferig-sandig-kalkige Schichten. Eisenschüssige Lagen enthalten zahlreiche Crinoidenstielglieder. Diese Gruppe wird von festen blaugrauen Schiefern in größerer Mächtigkeit unterlagert, die nach der geologischen Karte drei Kalkbänke enthalten.

Auf der gegenüberliegenden Seite des Tälchens folgen im Hangenden der Sandsteine feste, blaugraue, glimmerige Schiefer mit dünnen Sandsteinbänkchen. Die von Wunstorf kartierte Kalkbank habe ich nicht wiederfinden können.

Mit einer größeren Unterbrechung, die durch die Alluvionen des Angerbaches eingenommen wird, setzt das Profil in dem verlassenen kleinen Steinbruch hinter einem Hause von Klein Steinkothen fort. Vom Liegenden zum Hangenden beobachtet man:

1. Meist dickbankige Sandsteine. Streichen N 52° O, Einfallen 44° N. Aufgeschlossen 6,00 m
2. Graubraune Mergelschiefer. 0,20 m
3. Blaugraue unreine Crinoidenkalke mit sehr kleinen Crinoidenstielgliedern, teils geschiefert. 2,00 m
4. Graubraune Mergelschiefer mit Fossilien, aufgeschlossen 1,00 m

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Pterinopecten (Pterinopectinella) polytrichus (Phill.)

Grammatodon semicostatus var. *meridionalis* (Kon.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Productella caperata caperata (Sow.) em. Pck.
Chonetes ratingensis Gallw.
Leptaena analoga Phill.
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)
Dalmanella interlineata (Sow.)
D. bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Crania sp.
Fenestella sp.

Nach abermaliger Profilunterbrechung durch ein kleines Seitental befinden sich größere Aufschlüsse wieder im alten Steinbruch nördlich Klein Steinkothen. Vom Liegenden zum Hangenden beobachtet man:

1. Bankige, wulstflächige bis knollige dunkelgraublaue kristalline unreine bis mergelige Kalke mit zahlreichen kleinen Crinoidenstielgliedern. Einzelkorallen, Stromatoporenstreifen, *Syringopora*. Aufgeschlossen. 4,00 m
2. Graugrüne milde Schiefer. 0,50 m
3. Bänkchen grobglimmerigen Sandsteins. 0,05 m
4. Kalkig-feinsandige Schiefer mit Crinoidenstielgliedern. 0,12 m
5. Graugrüner quarzitischer Sandstein. 0,35 m
6. Mürbe, kalkig-sandige Schiefer. 0,05 m
7. Feinglimmeriger Sandstein. 0,06 m
8. Kalkige Schiefer. 0,05 m
9. Feinglimmeriger Sandstein. 0,12 m
10. Kalkige Schiefer mit Crinoidenstielgliedern. 0,06 m
11. Feinglimmerig-kalkige Sandsteine mit Anhäufungen von Crinoidenstielgliedern. 0,50 m
12. Schwach kalkige feinsandig-glimmerige fossilführende Schiefer mit Crinoidenstielgliedern. 0,15 m
13. Harter graugrüner quarzitischer Sandstein. 0,10 m
14. Mürbe, schwach kalkige glimmerige Schiefer. 0,45 m
15. Plattige graugrüne quarzitische Sandsteine. 0,35 m
16. Mürbe schwach kalkige feinglimmerige Schiefer. 0,30 m
17. Sandsteinbänkchen. 0,08 m
18. Milde Schiefer mit Pflanzenhäcksel. 0,12 m
19. Feste sandige Schiefer, übergehend in dünnplattige glimmerige Sandsteine. 0,25 m
20. Milde Schiefer. 0,45 m
21. Sandsteinbank. 0,40 m
22. Graublaue milde Schiefer mit vereinzelten dünnen glimmerigen Sandsteinbänkchen. 4,00 m
23. Graublauer grobkristalliner Kalk mit Crinoidenstielgliedern. 1,15 m
24. Mürbe sandig-glimmerige Schiefer. 0,10 m
25. Glimmerig-tonige Sandsteinbank. 0,15 m
26. Milde bis feinglimmerige blaugraue Schiefer. 2,00 m
27. Bankig-knollige dunkelblaugraue unreine kristalline Kalke mit vielen kleinen Crinoidenstielgliedern. Aufgeschlossen. 3,00 m

— Lücke im Aufschluß, etwa 6 m Gestein entsprechend —

28. Kalke wie 27. Aufgeschlossen 14,00 m
Streichen N 55° O, Einfallen 45° N.

Nach einer Unterbrechung von etwa 10 m stehen wiederum Kalke in 2 m Mächtigkeiit an. Die hangende Kalkfolge besitzt also ansehnliche Mächtigkeit.

Im Tälchen unterhalb Sondert bilden die milden Schiefer der oberen Etroeungt-Schichten, die zweifellos im Hangenden der Kalke Nr. 28 vom Steinbruch nördlich Klein Steinkothen liegen, eine breite Mulde. Auf dem Nordflügel der Mulde enthalten sie im Wegeinschnitt:

Striatoclymenia eurvomphala (Schdwf.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Tornquistia polita (M'Coy)
T. polita var. *infrastriata* Gallw.

Westlich Buchmühle sind am rechten Hang des Angertales feste sandig-glimmerige graublaue Schiefer und dünnplattige grobglimmerige Sandsteine aufgeschlossen.

Wenig östlich Buchmühle stehen mit steil südlichem Einfallen plattige eisenschüssige grobglimmerige Sandsteine mit Pflanzenhäcksel an. Östlich von hier sind die Aufschlüsse auf längere Erstreckung sehr schlecht.

In dem Bahneinschnitt östlich des Haltepunkts Steinkothen stehen 15 m plattig-bankige grobglimmerige Sandsteine an. Sie streichen N 70° O und fallen mit 40° nach S ein. Die Sandsteine sind nur mit wenigen Schiefermitteln untermischt. Am Haltepunkt der Eisenbahn beobachtet man dunkelblaugraue glimmerige Schiefer mit Fenestellen und spärlichen Brachiopoden.

Südlich Buchmühle, am Ausgang des Seitentälchens, stehen steil nördlich fallende stark druckgeschieferte kalkige Schiefer mit Crinoidenstielgliedern, Fenestellen und Brachiopoden an, die von blaugrauen, kristallinen, geschieferten Kalken mit kleinen Crinoidenstielgliedern und Hohlräumen von Fossilien überlagert werden. Paeckelmann (1913, S. 156) sammelte hier:

Euomphalus cf. *latus* Hall
Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
A. cf. *transversus* (Sow.)
Avicula sp.
Macrodon sp.
Conocardium sp.
Cleiothyris royssii (Lév.)
Spirifer tornacensis Kon.
Sp. attenuatus (Sow.)
Sp. sp.
Cyrtina ? sp.
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Avonia praelonga (Sow.)
Chonetes perlata M'Coy
Productella

Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)
Fenestella sp.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)

Spirifer tornacensis, Sp. attenuatus, Chonetes perlata und *Orthotetina (Schellwienella) crenistria* dürften sich nicht halten lassen.

Am gegenüberliegenden Hang des Tälchens sind mit steilem nördlichem Einfallen plattige Glimmersandsteine in 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Die Sandsteinfolge scheint größere Mächtigkeit zu besitzen, da weiter im Hangenden noch Sandsteine auftreten.

Östlich Buchmühle, zwischen den beiden Bahneinschnitten, enthält eine feinglimmerige Schieferlage zahlreiche Brachiopoden und untergeordnet Zweischaler, eine andere massenhaft Exemplare des Schlangensternes *Ophiomargo pauli* W. E. Schmidt. In der Brachiopodenlage fand ich:

Hypolithes sp.
Pseudaviculopecten aquisgranensis (Frech)
Pteronites altus Paul
Ptychopteria rhenana Paul
Leiopteria bodana (Röm.)
L. lepida var. *famenniensis* (Frech)
Terebratuloidea letiensis (Goss.)
T. pleurodon (Phill.)
Pugnax pugnus (Mart.)
P. acuminata (Mart.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Productella productoides (Murch.)
Ptilopora sp.

Diese Schichten liegen nach der geologischen Karte noch im Etroeungt, sind aber nach der eintönigen Fauna, insbesondere dem massenhaften Vorkommen von *Productella productoides* sicher den Velberter Schichten zuzurechnen.

Der Bahneinschnitt südwestlich Oldershäuschen hat zuunterst ein Paket grobglimmeriger bankiger Sandsteine bloßgelegt. Darüber folgen graublaue glimmerige feste Schiefer mit Einlagerungen von Pflanzenhäcksel führenden Glimmersandsteinen. Wunstorf gibt in der Karte eine Crinoidenkalkbank an, die ich jedoch nicht wiederfinden konnte, obwohl die Aufschlußverhältnisse durch kürzlich vorgenommene Bahnarbeiten günstiger geworden sind. Die reiche Sandsteinführung weist jedenfalls auf Etroeungt (bisheriger Fassung), das ich allerdings paläontologisch nicht nachweisen konnte. Da die Sandsteine bereits unterhalb des Niveaus der von Wunstorf kartierten Kalkbank auftreten, muß die Grenze gegen die Velberter Schichten tiefer gelegt werden als auf der geologischen Karte geschehen. Streichen N 78° O. Fallen unten 83° N, oben 40° N.

Kurz östlich der Einmündung des Seitentälchens westlich Oldershäuschen (rechter Hang des Angertales) stehen im Wege 2 m mächtige etwas unreine kristalline Crinoidenkalke an. Sie werden von flasrigen Kalkschiefern überlagert. Einfallen nördlich. Darüber folgen gelbliche milde, schwach kalkige Schiefer und Kalkmergel mit Crinoidenstielgliedern. Die im

Seitentälchen selbst verzeichnete Crinoidenkalkbank habe ich infolge schlechter Aufschlußverhältnisse nicht beobachten können.

Zwischen Oldershäuschen und Haus Anger treten graugrüne uneben spaltende Schiefer auf, die Versteinerungen anscheinend nicht enthalten.

Bei Angermühle, unmittelbar südlich der Eisenbahn, bilden die Velberter Schichten einen Sattel. Zuunterst liegen 2,50 m uneben spaltende dickbankige graue Schiefer von geringem Kalkgehalt. Überlagert werden sie von 1,25 m festen sandigen Schiefern. Über ihnen folgen in der NW-Ecke mergelige Schiefer mit eingelagertem feinkörnigem Crinoidenkalk, die auf dem SO-Flügel des Sattels sandig werden. Dieser Horizont ist sehr fossilreich. Den Aufschluß schließen nach oben feste, etwas kalkige, sandige Schiefer ab. In der Fossilschicht sammelte ich:

Athyris concentrica Buch
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
C. verneuili var. *tenticulum* (Vern.)
Productella angertalensis n. sp.
Fenestella sp.
Ptilopora sp.
Platycrinus sp.

In einem kleinen Aufschluß gleich südwestlich Nottberg beobachtet man feste graue uneben spaltende Schiefer mit Crinoidenstielgliedern und wenig häufigen Brachiopoden.

Der Sattel südlich Haus Anger biegt nach SW um, die nördlich folgende Etroeungt-Mulde daher nach ONO. Dieses Umbiegen ist bei der Aufnahme des Meßtischblattes anscheinend nicht erkannt worden, da nach der Karte der Etroeungtkomplex östlich Oldershäuschen im Osten durch eine Querstörrung begrenzt ist, an der das Etroeungt gegen eine den Velberter Schichten eingelagerte Sandsteinfolge absetzen soll. Das Streichen dieser Sandsteine ist nach der Karte annähernd W—O, tatsächlich aber N 67° O. Offenbar sind diese Sandsteine, auf die wir unten noch zurückzukommen haben, keine Einlagerung in Famenne-Schiefern, sondern bilden das tiefste Etroeungt und besitzen umlaufendes Streichen.

Die Etroeungt-Mulde wird annähernd quer zum Streichen durch den Hohlweg nordwestlich Oldershäuschen aufgeschlossen. Von N nach S beobachtet man:

1. Gelblich verwitterte sandige Schiefer. Aufgeschlossen 1,00 m
2. Graugelber harter glimmeriger stark klüftiger Sandstein, Sohlfläche mit weißlich verwittertem Tonbesteg. 0,06 m
3. Feinsandige Schiefer, 30 cm über der Basis Lage mit Crinoidenstielgliedern. 3,00 m
4. Dünnplattige mürbe eisenschüssige grobglimmerige Sandsteine. 1,00 m
5. Sandig-glimmerige Schiefer und dünnbankige glimmerige Sandsteine. 1,50 m
6. Kalkig-sandiger Schiefer mit vielen Versteinerungen. Streichen N 58° O, Einfallen 20° S. 0,05 m

Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)

Cleiothyris royssii (Lév.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.), sehr häufig
Chonetes ratingensis Gallw.
Dalmanella bergica (Kays.)
Fenestella sp.
Syringopora sp.

7. Dünnbankige sandig-glimmerige Schiefer und glimmerige Sandsteine. Aufgeschlossen 3,50 m

Nach 55 m ist die Muldenachse erreicht. Die Schichten sind dort nur noch schlecht aufgeschlossen. Anscheinend handelt es sich um dasselbe Gestein wie 7. Gelegentlich beobachtet man Fossilspuren. 50 m weiter unterhalb fallen die Schichten mit 74° nach N ein und streichen N 63° O. Der Nordflügel fällt bei Schicht 1 mit 7° südlich. Das Streichen beträgt dort N 118° O, dann N 106° O und später N 86° O.

Das Profil des Hohlweges nordwestlich Oldershäuschen ist (vom Liegenden zum Hangenden):

1. Feste sandige Schiefer.
2. Blaugraue etwas unreine körnige Kalke mit vielen sehr kleinen Crinoidenstielgliedern, von großer Mächtigkeit.
3. Nach kurzer Unterbrechung Bank grauen grobglimmerigen Sandsteins. 0,55 m
4. Dünnplattige feinglimmerige Sandsteine. Einfallen 5° NW. 0,70 m
5. Feste graugrüne Schiefer. Aufgeschlossen 1,00 m
6. Dünnschichtige eisenschüssige Sandsteine.
7. Milde feste grünliche Schiefer.
8. Am Ende des Hohlweges wird in der geologischen Karte nochmals ein Crinoidenkalk angegeben. Ich fand dort nur einen Kalklesestein, der aber verschleppt sein dürfte.

Weiter im N fallen die Schichten in dem westlich gelegenen Seitentälchen südlich. Die Schichten bilden also nördlich Oldershäuschen eine Mulde.

Im Bachbett nördlich Oldershäuschen steht in 1 m aufgeschlossener Mächtigkeit ein stark druckgeschieferter, etwas unreiner blaugrauer Crinoidenkalk an. Spuren von Rhynchonelliden sind die einzigen gewinnbaren Fossilien. Der Kalk enthält Zwischenlagen mergeliger Crinoidenkalkschiefer. Unter ihnen folgen feste eisenschüssige Schiefer mit Crinoidenstielgliedern, *Dalmanella bergica* (Kays.) und Bryozoen. Das Hangende der Crinoidenkalke bilden nach kurzer Unterbrechung feste sandige Schiefer mit Pflanzenhäcksel, Crinoidenstielgliedern und *Cleiothyris royssii* (Lév.).

Am linken Hang des von Selbeck herabkommenden und bei Haus Anger mündenden Tälchens steht am Wege eine 10 m mächtige Sandsteinfolge an. Die Sandsteine sind dünnbankig, plattig, in den mittleren und hangenden Partien mit geringen Schieferzwischenmitteln und Sandschiefern. Die Farbe der Sandsteine ist meist graugrün, bei der Verwitterung gelblich werdend. Eine mürbe Bank ist stark eisenschüssig. Fossilien finden sich im mittleren Teil der Folge in zwei Lagen häufig. Streichen N 67° O, Einfallen 26° N. Außer Zweischalern (*Aviculopecten ? auritus* [Whidb.] *Ptychopteria damnoniensis* [Sow.] u. a.) treten massenhaft kleine Rhynchonelliden auf.

Es wurde bereits oben bemerkt, daß das Streichen dieser Sandsteine auf der geologischen Karte irrig angegeben wurde und die westlich von ihnen gezeichnete Querstörung entbehrlich wird. Es fragt sich nunmehr, ob die übrigen in den Velberter Schichten eingezeichneten Sandsteinbänke nicht ein und dieselbe Folge darstellen, die nur durch Faltung und tektonische Zerstückelung im Kartengrundriß getrennt erscheinen. Leider gelang es mir nicht, die übrigen Sandsteinbänke wieder zu finden. In den Steinbrüchen südlich von Haus Anger und bei Leibeck stehen jedenfalls keine Sandsteine an. Immerhin wäre mit der Möglichkeit zu rechnen, daß bei Leibeck eine weitere Etroeungt-Mulde in das Famenne-Gebiet vorstößt.

Das Profil am Bahnhof Isenbügel wurde von Wunstorf (1931, S. 21—23) genau aufgenommen. Für unsere Zwecke genügt das nachstehende, vom Verfasser aufgenommene Profil (vom Liegenden zum Hangenden):

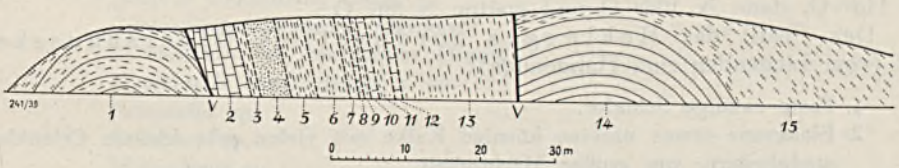


Abb. 3. Profil durch das Etroeungt am Bahnhof Isenbügel (z. T. nach Wunstorf)

1. Schwach sandige dunkelblaugraue Schiefer mit gelegentlichen Sandflasern, einen flachen Sattel bildend.

— Tektonische Störung —

2. Unten reine, oben mergelige Crinoidenkalkbänke mit kleinen Crinoidenstielgliedern und mit Syringoporen, an der oberen Grenze Clymenienlager, 5,50 m, darin:

   Clymenien div. gen. et sp. indet. Taf. 41, Fig. 2, 4 u. 5
   Lepetopsis phillipsii Kon.
   Spirifer tornacensis Kon.
   Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
   Dalmanella bergica (Kays.)

3. Gelbbraune milde Schiefer mit Glimmerlagen. 1,20 m
4. Feinkörnige Sandsteine in Bänkchen von 10—20 cm, abwechselnd mit sandigen Schiefern mit Pflanzenhäcksel. 4,00 m
5. Feste blaugraue sandige Schiefer. 3,50 m
6. Kalkige Schiefer mit Crinoidenstielgliedern, bröckelig, gelegentlich mit sandigen Lagen und dann Pflanzenhäcksel führend. 4,00 m
7. Stark druckgeschieferte mergelige Schiefer mit Crinoidenstielgliedern. 1,00 m
8. Geschieferte Mergelkalke, fossilreich. Spärliche Einzelkorallen; mit Einlagerungen von mergeligen Schiefern. 0,70 m

   Pentremites sp.
   Platycrinus sp.
   Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
   Euomphalus sp.

Lepetopsis sp.
Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
A. (A.) transversus (Sow.)
A. (Girtypecten) austeni (Röm.)
Pterinopecten (Pterinopectinella) polytrichus (Phill.)
Leiopteria bodana (Röm.)
Ctenodonta whidbornei Paul
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
C. verneuili var. *tenticulum* (Vern.)
C. julii (Dehée)
Buxtonia nigra (Goss. em. Dehée)
Avonia concentrica n. sp.
A. praelonga (Sow.)
Productella caperata caperata var. *radiata* Pck.
Chonetes laguessianus Kon.
Ch. ratingensis Gallw.
Tornquistia polita var. *intrapunctata* Gallw.
Leptaena analoga Phill.
Streptorhynchus (Streptorhynchus) pauli Gallw.
St. (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
St. (Sch.) portlockiana (Sem.)
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)
Dalmanella interlineata (Sow.)
D. bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Fenestella cf. *rudis* Ulr.
F. sp. Gruppe der *F. quadrulla* Nekh.
F. cf. *longa* Nekh.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)
Pleurodictyum sp.

Das Preußische Geologische Landesmuseum besitzt aus diesem Horizont ein von Wunstorf gesammeltes weitnabeliges Gehäuse. Da keine Lobenlinie erhalten ist, läßt sich nicht entscheiden, ob überhaupt ein Cephalopod vorliegt.

9. Mergelschiefer mit wulstflächigen Kalklinsen, diese reich an Einzelkorallen. 0,50 m
10. Druckgeschieferte Mergelkalke. 0,95 m
11. Übergehend in kalkige Schiefer und Mergelschiefer. 2,00 m
12. Mergelkalke und kalkige Mergel. 1,00 m
13. Feinbröckelige kalkige Schiefer. 15,00 m

— Störung —

14. Mergelkalke mit Korallen, einen flachen Sattel bildend.
15. Milde Schiefer, lagenweise mit Fossilien.

In den Mergelkalken kommen vor:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Cleiothyris royssi (Lév.)
Spirifer tornacensis Kon.
Dalmanella interlineata (Sow.)
Fenestella sp.
Palaeosmilia aquisgranensis (Frech)
Syringopora sp.

Die Mergelkalke Nr. 14 enthalten:

Pentremites boletus W. E. Schmidt
Aviculopecten (Aviculopecten) transversus (Sow.)
Grammatodon semicostatus (M'Coy)
„? *Krotovia* n. sp. 2 aff. *keyserlingiana* (Kon.)" Pck.
Leptaena analoga Phill.
Derbyia kayseri Gallw.
Schizophoria resupinata (Mart.)

Außer den oben genannten Fossilien werden vom Bahnhof Isenbügel angegeben:

Platycrinus wunstorfi W. E. Schmidt
Dichocrinus cf. *expansus* Kon. & Le Hon
Streblochondria piltonensis (Whidb.)
Euchondria vera Drev.
Ptychopteria rhenana Paul
P. damnoniensis (Sow.)
Leiopteria (Leptodesma) cultellatum (Whidb.)
Sanguinolites angustatus (Phill.)
Prothyris recta Whidb.
P. bergica Drev.
Capulus rectus Ryckh.
Productella goergesi Pck.
„*P.* sp. 1 aff. *goergesi*" Pck.
„*P.* n. sp. 3 aff. *goergesi*" Pck.
P. plicatosinuata Pck.
Plicochonetes cromfordensis Gallw.
P. sp. aff. *ventricosus* (Tornqu.)
Chonetes laguessianus var. *angusta* Pck.
Streptorhynchus (Schuchertella) inaequicosta Gallw.
Rhipidomella michelini (Lév.)
Dalmanella whidbornei Gallw.

Auf der Halde der Zeche Thalburg fand ich in milden, teilweise feinsandigen Schiefern:

Furcaster ? praegracialis W. E. Schmidt
Phacops sp.
Striatoclymenia eurygomphala (Schdwf.)
Aviculopecten (Girtypecten) austeni (Röm.)
Pterinopecten (Pterinopecten) newelli Paul

Ctenodonta lirata (Phill.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Productella plicatosinuata Pck.
P. caperata paeckelmanni n. subsp.
P. caperata paeckelmanni var. *radiata* Pck.
Tornquistia polita (M'Coy)
Rhipidomella michelini (Lév.)
Dalmanella interlineata (Sow.)

An der westlichen Straßenböschung bei Haus Ruthen sammelte ich in gelblich verwitterten milden Schiefern:

Striatoclymenia eurvomphala (Schdwf.)
Euchondria vera Drev.
Productella caperata paeckelmanni var. *radiata* Pck.
Tornquistia polita (M'Coy)

Hier und bei der Halde Thalburg fällt vor allem das zahlreiche Vorkommen von *Tornquistia polita* (M'Coy) in die Augen.

An der Wegböschung bei Hof Giesenhaus kommen nach meinen Beobachtungen vor:

Ctenodonta lirata (Phill.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Rhipidomella michelini (Lév.)
Dalmanella bergica (Kays.)

Der Bahneinschnitt nördlich von hier lieferte:

Prothyris contorta Whidb.
Ctenodonta lirata (Phill.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
T. letiensis (Goss.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer strunianus Goss.
Sp. tornacensis Kon.
Plicochonetes cromfordensis Gallw.
Chonetes ratingensis Gallw.
Ch. laguessianus Kon.
Ch. laguessianus var. *angusta* Pck.
Tornquistia polita (M'Coy)
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
Streptorhynchus (Streptorhynchus) pauli Gallw.
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)
Dalmanella whidbornei Gallw.
D. bergica (Kays.)
D. ? pauciplicata (Grüneberg)
Thiemella aff. *villenovia* Williams
Schizophoria resupinata (Mart.)

Das Gestein ist in diesem Bahneinschnitt das gleiche wie an den drei vorhergehenden Lokalitäten.

55 Schritt östlich vom Kilometerstein 21,5 findet sich in diesem Einschnitt das Clymenienlager mit:

Striatoclymenia eurvomphala (Schdwf.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer strunianus Goss.
Avonia praelonga (Sow.)
Tornquistia polita (M'Coy)

Am Hang der Straße, die von Thalburg nach „In der Laupe" führt, stehen die gleichen Mergelkalke mit flach nördlichem Einfallen an wie am Bahnhof Isenbügel. Sie enthalten keine Korallen und dürften der tieferen Mergelkalkfolge von Isenbügel entsprechen.

Am Nordhang des Vogelsangbachtales, zwischen Laupe und Roßdelle, kreuzen mehrere mehr oder weniger unreine Crinoidenkalkbänke von bis 2 m Mächtigkeit den Waldpfad. Besonders günstig sind sie am Ostende des Pfades aufgeschlossen, wo sie auch Versteinerungen führen. Neben den Kalken treten milde und glimmerige Schiefer sowie dünnplattige feinglimmerige quarzitische Sandsteine auf. Die milden Schiefer enthalten in großen Mengen *Tornquistia polita* (M'Coy).

Die gleichen Schiefer mit massenhaften Exemplaren von *Tornquistia polita* sind auch an der Wegböschung zwischen Roßdelle und Müllerbaum gut aufgeschlossen. Eine Lage enthält neben dieser Chonetine *Striatoclymenia eurvomphala* (Schdwf.) und *Euchordria vera* Drev.

Am Osthang des bei Roßdelle mündenden Tälchens nahm ich nachstehendes Profil auf:

1. Blaugraue milde schwach kalkige bröckelige Schiefer mit vereinzelten dünnen Sandsteinbänkchen. Aufgeschlossen 3,00 m
2. Vorherrschend stark sandige harte Schiefer und unreine Sandsteine mit Crinoidenstielgliedern u. a. Versteinerungen, daneben Pflanzenhäcksel. Streichen N 68° O, Einfallen 50° N. 3,50 m

   Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
   Orthotetes n. sp.
   Streptorhynchus (Schuchertella) sp.
3. Graugrüne feste Schiefer.

   — Aufschlußlücke —
4. Bankig-knollige, mehr oder weniger unreine blaugraue kristalline Kalke mit vielen kleinen und vereinzelten großen Crinoidenstielgliedern. Zahlreiche Einzelkorallen und Stromatoporen. Mindestens 15,00 m

   Palaeosmilia aquisgranensis (Frech), *Clathrodictyon* sp.

   — Aufschlußlücke —
5. Blaugraue milde und feinglimmerige Schiefer, untergeordnet graugelbe glimmerige Sandsteinbänkchen.

   — Aufschlußlücke —
6. Dolomit und grande brèche der Visé-Stufe.

An der Straße bei Roßdelle ist den Etroeungt-Schiefern eine 20 cm mächtige geschieferte Kalkbank eingelagert. Einfallen steil südlich.

Sehr fossilreich ist die Etroeungt-Serie im Bahneinschnitt nördlich Hahnholz. Auf der Südseite des Einschnittes, wenig westlich der Brücke, sammelten Herr Steinhage und der Verfasser:

Streblochondria piltonensis (Whidb.)
Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
A. ? auritus (Whidb.)
Pseudaviculopecten aquisgranensis (Frech)
Solenomorpha sp.
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Spinocyrtia bergica Pck.
Sp. bergica var. *alta* Pck.
Sp. bergica var. *lata* Pck.
Cyrtospirifer verneuili var. *tenticulum* (Vern.)
Avonia praelonga (Sow.)
Streptorynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
Fenestella paeckelmanni Nekh.
F. sp. aff. *triserialis* Ulr.
F. sp. aff. *rudis* Ulr.
F. sp.
Ptilopora cf. *valida* Ulr.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)

Neben den Bryozoen tritt vor allem *Spinocyrtia* mit ihren Varietäten in ungeheurer Häufigkeit auf.

Weiter im Hangenden vertreten Orthotetinen die Stelle von *Spinocyrtia bergica*. Ich fand dort:

Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
Avonia praelonga var. nov. *platus*
Derbyia kayseri Gallw.
Streptorhynchus (Schuchertella) portlockiana (Sem.)
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)

Am Ostende der Nordseite des Einschnittes ist *Cyrtospirifer verneuili* in hervorragender Steinkernerhaltung leicht in großen Mengen zu sammeln. Daneben tritt *Chonetes ratingensis* Gallw., *Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus* Paul und *Pterinopecten (Pterinopecten) interradius* Paul auf.

Am Westende sind Bryozoen herrschend. Ich fand:

Platycrinus sp.
Spinocyrtia bergica Pck.
Avonia praelonga (Sow.)
Fenestella sp. aff. *triserialis* Ulr.
F. sp. sp.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)

Die Seitentäler südlich und südwestlich Vogelsang gestatten kaum Beobachtungen über die Entwicklung der Etroeungt-Schichten. Die geologische Karte verzeichnet dort eine größere Anzahl von Crinoidenkalkbänken.

Am rechten Hang des Seitentales von Struck, südlich dieses Gehöftes, wurden bei Ausschachtungen glimmerige Schiefer und Glimmersandsteine ohne

Fossilien bloßgelegt. Streichen N 60° O, Einfallen 55° N. Nördlich des Gehöftes stehen am Wege seiger stehende kalkig-sandige Schiefer, Sandsteine und Kalksandsteine an, die neben vielen Crinoidenstielgliedern *Ambocoelia (Crurithyris) urii* (Flem.) führen. Es folgen am Westhang in kurzer Entfernung sandig-glimmerige Schiefer mit Lagen von Crinoidenstielgliedern und zahlreichen Exemplaren der *Terebratuloidea pleurodon* (Phill.). Bezüglich der höheren Etroeungt-Schichten dieses Profiles siehe meine Arbeit über „die Tournai-Oolithe des Velberter Sattels", Zentralbl. f. Min. etc. 1938.

Am Austritt des bei Scharpenhaus mündenden Tälchens befinden sich einige kleinere Aufschlüsse in den oberen Etroeungt-Schichten mit einer Clymenienbank. Von N nach S ist das Profil folgendes:

1. Blaugraue milde Schiefer, wechsellagernd mit dünnen Lagen dünnblätterigen feinglimmerigen Sandsteins, fossilleer. Aufgeschlossen 1,50 m
2. Bank blaugrauen kristallinen Kalkes mit zahlreichen Exemplaren von *Striatoclymenia eurvomphala* (Schdwf.). 0,10 m
3. Mergelige Schiefer mit vielen Fossilien, darunter massenhaften Clymenien. Von geringer Mächtigkeit.

   Striatoclymenia eurvomphala (Schdwf.), Taf. 40, Fig. 3
   Imitoceras sp.
   Loxonema sp.
   Euchondria vera Drev.
   Aviculopecten (Girtypecten) austeni (Röm.)
   Ctenodonta lirata (Phill.)
   Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
   Spirifer tornacensis Kon.
   Sp. tornacensis var. *brachythyroides* n. var.
   Crurithyris urii (Flem.)
   Buxtonia nigra (Goss. em. Dehée)
   Productella caperata caperata (Sow.) em. Pck., sehr selten
   P. caperata paeckelmanni n. subsp., häufig
   P. caperata paeckelmanni var. *radiata* Pck.
   Plicochonetes crassistrius var. *minima* Pck.
   Chonetes laguessianus var. *angusta* Pck.
   Tornquistia polita (M'Coy)
   Dalmanella interlineata (Sow.)

   Vermutlich verbirgt sich unter dem umfangreichen Material von der letztgenannten Art auch *Rhipidomella michelini* (Lév.).

   — Lücke im Aufschluß, etwa 6 m Gestein entsprechend —

4. Mergelige Schiefer. Aufgeschlossen 1,00 m
5. Bankige unreine Crinoidenkalke mit dünnen Zwischenlagen von Mergelschiefern. 10,00 m
6. Kalkige eben spaltende Schiefer und uneben spaltende Mergelschiefer mit vielen Fossilien. Streichen N 68° O, Einfallen steil südlich bis seiger. Aufgeschlossen 1,00 m

   Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
   Aviculopecten (Aviculopecten) transversus (Sow.)
   Ptychopteria rhenana Paul

Leiopteria bodana (Röm.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
T. letiensis (Goss.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Avonia praelonga (Sow.)
Leptaena analoga Phill.
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Fenestella sp.

Die Kalke und Mergelkalke von Scharpenhaus lassen sich bis kurz vor Herberg verfolgen, wo sie gleichfalls von clymenienreichen Mergelschiefern überlagert werden. Der Kalkgehalt der Schiefer ist bei Herberg etwas geringer. Es liegt folgende Fauna vor:

Striatoclymenia eurvomphala (Schdwf.)
Euchondria vera Drev.
Aviculopecten (Girtypecten) austeni (Röm.)
Pterinopecten (Pterinopecten) newelli Paul
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Sp. tornacensis var. *brachythyroides* n. var.
Productella caperata paeckelmanni n. subsp.
P. caperata paeckelmanni var. *radiata* Pck.
Chonetes laguessianus var. *angusta* Pck.
Tornquistia polita (M'Coy)
Rhipidomella michelini (Lév.)
Dalmanella interlineata (Sow.)

Die Ziegelei unmittelbar nördlich vom Bahnhof Heiligenhaus hat ein lückenloses Profil von der Grenze Etroeungt — Velberter Schichten zum Hangenden in 130 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Da es einen vorzüglichen und einzigartigen Einblick in die petrographische Entwicklung dieses Teiles der Serie erlaubt, habe ich das Profil im einzelnen genau aufgenommen. Es zerfällt in einen südlichen (liegenden) und einen nördlichen (hangenden) Abschnitt, die beide durch eine anscheinend nicht bedeutende streichende Störung getrennt werden. Ich lasse das Profil hier folgen:

I. Südstoß

1. Sandsteinbank. 0,10 m
2. Milde Schiefer. 0,90 m
3. Ausgelaugte Mergelbank. 0,09 m
4. Gelbbraune dichte Kalksandsteine mit spärlichen Crinoidenstielgliedern. 0,16 m
5. Feste blaugraue Schiefer. 0,15 m
6. Dünnschichtige Kalksandsteine. 0,32 m
7. Mürbe Schiefer mit dünnen Bänkchen gelbbraunen feinkörnigen Sandsteins. 0,90 m
8. Feste blaugraue Schiefer. 0,25 m
9. Feinkörnige Sandsteine. 0,60 m
10. Feste blaugraue Schiefer, unten mit dünnen Sandsteinbänkchen. 0,80 m
11. Dünnschichtige feinkörnige gelbbraune Sandsteine. 0,20 m

12. Blaugraue Schiefer, gelegentlich mit Pflanzenhäcksel. 0,65 m
13. Dünnplattige Sandsteine. 0,10 m
14. Schwach kalkige bröckelige blaugraue Schiefer. 0,37 m
15. Sandsteinbänkchen. 0,07 m
16. Feste blaugraue Schiefer. 0,15 m
17. Gelbbrauner feinkörniger mürber Sandstein. 0,30 m
18. Feste blaugraue Schiefer. 0,23 m
19. Feste glimmerige Sandsteinbank. 0,24 m
20. Bröckelige blaugraue Schiefer. 0,15 m
21. Dickbankige feinglimmerige gelbbraune mürbe Sandsteine. 0,65 m
22. Mürbe blaugraue Schiefer. 0,10 m
23. Sandige Schiefer mit Sandsteinbänkchen, lagenweise häufig Pflanzenhäcksel. 2,00 m
24. Graugrüne schwach glimmerige Schiefer mit gelegentlichen Crinoidenstielgliedern. 1,10 m
25. Rotbraun verwitterte ausgelaugte Kalkbank. 0,70 m
26. Fossilführende Mergelschiefer mit Knollen von grobem Glimmer. Pflanzenhäcksel und Crinoidenstielglieder. 0,30 m
    Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
    Terebratuloidea letiensis (Goss.)
    T. pleurodon (Phill.)
    Cleiothyris royssii (Lév.)
    Spinocyrtia bergica Pck.
    Sp. bergica var. *alta* Pck.
    Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
    Chonetes ratingensis Gallw.
    Schizophoria resupinata (Mart.)
    Dalmanella bergica (Kays.)
    Fenestella sp.
27. Graugrüne feste Schiefer. 0,10 m
28. Ausgelaugte feinglimmerige Sandsteine. 0,17 m
29. Blaugraue feste Schiefer. 0,20 m
30. Sandige Schiefer mit großen Fenestellen. 0,20 m
    Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
    Fenestella sp.
31. Blaugraue Schiefer. 1,70 m
32. Mürbe glimmerige Sandsteine. 0,25 m
33. Feste blaugraue Schiefer. 1,10 m
34. Mergelige Schiefer mit Fossilien. 0,30 m
    Chonetes ratingensis Gallw.
    Dalmanella interlineata (Sow.)
35. Milde Schiefer. 0,65 m
36. Sandige Schiefer. 0,30 m
37. Milde Schiefer. 3,00 m
38. Sandsteine in Bänken und Platten. 1,70 m
39. Ausgelaugte Mergelbank. 1,00 m
40. Feste Schiefer. 1,40 m
41. Ausgelaugte Mergelbank. 0,70 m
42. Sandige Schiefer mit Sandsteinlagen. 1,60 m

43. Dünnschichtige Sandsteine. 6,00 m
44. Ausgelaugte Mergelbank. 0,70 m
45. Glimmerige Schiefer. 1,00 m
46. Ausgelaugte Mergelbank. 0,50 m
47. Graublaue Schiefer mit Sandsteinbänkchen. 1,35 m
48. Mergelige Schiefer mit Fossilien. 0,80 m

Cyrtospirifer verneuili (Murch.)

49. Ausgelaugte Mergelbank. 0,40 m
50. Mergelschiefer mit Fossilien. 0,25 m

Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Euchondria vera Drev.
Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul

51. Ausgelaugte Mergelbank. 0,60 m
52. Schiefer mit Sandsteinbänkchen. 6,00 m
53. Ausgelaugte Mergelbank. 0,70 m
54. Schiefer. 3,00 m
55. Schiefer mit dicken Sandsteinbänken. 1,00 m
56. Sandige Schiefer. 1,20 m
57. Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen. 4,00 m

— Streichende Verwerfung —

II. Nordstoß

58. Nach kurzer Unterbrechung (10 m) dünnschichtige Sandsteine. Aufgeschossen 1,00 m
95. Stark verwitterte Mergelschiefer mit Crinoidenstielgliedern. 1,20 m
60. Bankige Sandsteine. 1,80 m
61. Dünnschichtige Sandsteine. 0,35 m
62. Sandsteine. 10,00 m
63. Vorwiegend Schiefer. 6,00 m
64. Milde hellgelbe ausgelaugte Schiefer, steil stehend. 1,50 m
65. Ausgelaugte glimmerige Sandsteinbank. 0,35 m
66. Feste Schiefer. 0,30 m
67. Glimmerige Sandsteinbank. Streichen N 65° O, Fallen 84° N. 0,21 m
68. Graugrüne feste Schiefer. 0,55 m
69. Kalksandsteinbank. 0,65 m
70. Milde graugrüne Schiefer. 0,30 m
71. Feinglimmerige schalig abgesonderte Sandsteinbank. 0,30 m
72. Graugrüne milde feste Schiefer. 1,30 m
73. Gelbgrüne ausgelaugte feinglimmerige feinkörnige Sandsteine. 3,30 m
74. Verlehmte Mergelbank. 0,60 m
75. Feste grünliche Schiefer. 0,75 m
76. Feinglimmerige feinkörnige Sandsteine. 2,70 m
77. Ausgelaugte Mergelbank. 0,20 m
78. Feste grünliche Schiefer mit sandigen Lagen. 2,50 m
79. Bröckelige grünliche Schiefer. 2,30 m
80. Ausgelaugte Mergelbank. 0,20 m
81. Fossilführende Mergelschiefer. 0,14 m

Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Spinocyrtia bergica var. *alta* Pck.

Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
C. verneuili var. *tenticulum* (Vern.)
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.

82. Feinbröckelige Schiefer. 0,35 m
83. Feste kalkige Schiefer mit Fossilspuren. 0,10 m
84. In rotbraunen Lehm verwitterte kalkige Lage mit Einlagerung festen grünlichen Schiefers. 0,14 m
85. Feste grünliche Schiefer. 1,40 m
86. Feinschichtiger feinglimmeriger Sandstein. 0,14 m
87. Feste grünliche Schiefer. 0,10 m
88. Bank feinglimmerigen Sandsteins. 0,10 m
89. Feste grünliche Schiefer. 0,95 m
90. Ausgelaugte Sandsteinbank. 0,10 m
91. Feste grünliche Schiefer. Einfallen 85° S. 3,00 m
92. Fossilreiche kalkige Schiefer. 0,20 m

Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Spinocyrtia bergica Pck.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Fenestella cf. *paeckelmanni* Nekh.
Ptilopora sp.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)

93. Feste grünliche Schiefer, lagenweise feinglimmerig. 0,80 m
94. Ausgelaugte Mergelbank mit Crinoidenstielgliedern und ausgelaugter rotbrauner Kalklinse. 0,20 m
95. Feste grünliche Schiefer. 0,10 m
96. Dickplattige feinglimmerige grünliche Sandsteine. 0,42 m
97. Feste grünliche Schiefer. 0,25 m
98. Feinglimmerige Sandsteinbank. 0,16 m
99. Feste Schiefer. 0,15 m
100. Sandsteinbank. 0,45 m
101. Feste grünliche Schiefer. 4,00 m
102. Grünliche glimmerige Sandsteinbank. 0,24 m
103. Feste sandige Schiefer. 1,00 m
104. Sandsteinbänke. 0,62 m
105. Feste Schiefer. 0,10 m
106. Sandsteinbank. 0,13 m
107. Dünnplattige Glimmersandsteine. 0,45 m
108. Sandsteinbank. 0,10 m
109. Feste grünliche Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen. 0,45 m
110. Wulstige glimmerige Sandsteinbank. 0,30 m
111. Teils milde, teils glimmerige Schiefer. 1,20 m
112. Feinglimmerige Sandsteine. 0,30 m
113. Feste milde und glimmerige Schiefer. 2,10 m
114. Kalkige fossilreiche Schiefer. 0,25 m

Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Fenestella cf. *rudis* Ulr.

115. Ausgelaugte Mergelbank. 0,06 m
116. Feste milde Schiefer. 0,70 m
117. Ausgelaugte Mergelbank. 0,12 m
118. Kalkige Schiefer. 0,12 m
119. Glimmerige Sandsteine. 0,30 m
120. Glimmerig-sandige Schiefer mit viel Pflanzenhäcksel. 0,21 m
121. Bank glimmerigen Sandsteins. 0,21 m
122. Milde, glimmerige und kalkige Schiefer. Fallen 71° S. 1,30 m
123. Feinglimmerige Sandsteinbank. 0,40 m
124. Sandige Schiefer. 0,75 m
125. Sandsteinbank. 0,10 m
126. Plattige sandige Schiefer. 0,15 m
127. Sandsteinbank. 0,10 m
128. Sandige Schiefer. 0,20 m
129. Sandsteine. 2,30 m
130. Mergelschiefer mit Crinoidenstielgliedern. 0,50 m
131. Sandsteinbank. 0,21 m
132. Sandige Schiefer. 0,70 m
133. Sandsteine. 1,00 m
134. Schiefer. 2,00 m
135. Mürbe Sandsteine. 1,00 m
136. Schiefer. 0,50 m
137. Mürbe Sandsteinbank. 0,30 m
138. Schiefer. 0,30 m
139. Mürbe Sandsteine. 1,00 m
140. Schiefer. 2,00 m
141. Sandsteine. 0,30 m
142. Schiefer. 0,40 m
143. Sandsteine. 1,70 m
144. Undeutlich aufgeschlossene Schiefer.

Am linken Hang des bei Herberg mündenden Tälchens, wenig südlich von diesem Gehöft, befindet sich ein alter Bruch, in dem nur noch wenig zu erkennen ist. An einer Stelle stehen schwach kalkige Schiefer mit dünnen Sandsteinbänkchen an. Nach Lesesteinen zu urteilen, treten auch unreine Crinoidenkalke und Mergelkalke auf. Die übrigen nach der geologischen Karte dieses Tälchen kreuzenden Kalkbänke fand ich nicht. Am linken Hang, etwa in der Mitte zwischen Herberg und der Eisenbahn, wurden bei Ausschachtungen fossilführende Schiefer aufgeschlossen, in denen ich sammelte:

Loxonema sp.
Euomphalus sp.
Aviculopecten (Aviculopecten) transversus (Sow.)
A. ? auritus (Whidb.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Spinocyrtia bergica Pck.
Sp. bergica var. *alta* Pck.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
Fenestella sp.

Ptilopora sp.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)

Nördlich vom Parkhaus stehen auf halber Hanghöhe an der Bank südlich fallende unreine Glimmersandsteine und glimmerig-sandige Schiefer an. Darunter? folgen 1 m unreine Crinoidenkalke mit rotbrauner Verwitterungsrinde. In einem kleinen Bruch 100 m westlich des Wasserwerks steht dieselbe Kalkbank an. Ihre Mächtigkeit beträgt hier 0,90 m. Die Schichten stehen seiger mit schwach südlicher Neigung. Die Kalkbank lieferte einige Fossilien:

Terebratuloidea letiensis (Goss.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)

Im Steinbruch nördlich vom Wasserwerk beobachtet man vom Liegenden zum Hangenden (Einfallen steil nördlich bis seiger):

1. Plattige blaugraue schwach kalkige feinglimmerige mehr oder weniger eben spaltende Schiefer mit Fossilspuren. Aufgeschlossen 1,50 m
2. Unreiner Crinoidenkalk mit braungelber Verwitterungsrinde. 1,00 m
3. Graue stark sandige grobglimmerige feste mehr oder weniger plattige Schiefer mit Pflanzenhäcksel. 8,00 m
4. Unreiner spätiger Crinoidenkalk, gegen 3 undeutlich begrenzt. 0,40 m
5. Graue kalkige Schiefer, fossilarm. 0,30 m
6. Drei Bänke bankig-knolligen unreinen grobkristallinen Kalkes mit vielen kleinen und untergeordneten großen Crinoidenstielgliedern. 1,40 m
7. Graue Mergelschiefer mit vielen Crinoidenstielgliedern und anderen Fossilien, die Nordwand des Bruches bildend. 0,40 m

   Pentremites sp.
   Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
   Cleiothyris royssii (Lév.)
   Spinocyrtia n. sp. aff. *bergica* Pck.
   Spirifer tornacensis Kon.
   Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
   Productella caperata caperata var. *radiata* Pck.
   Leptaena analoga Phill.
   Dalmanella bergica (Kays.)
   Fenestella sp.
   Palaeosmilia aquisgranensis (Frech)

8. Kalkbank. 0,07 m
9. Mergelkalke.

Der Steinbruch südöstlich Herberg ist 1937 (S. 48) bereits von mir erwähnt worden. Grünlich-graue milde Schiefer sind gegen tiefviséische grobspätige Crinoidenkalke verworfen und enthalten:

Tornquistia polita (M'Coy)
T. polita var. *intrapunctata* Gallw.
T. polita var. *infrastriata* Gallw.
Rhipidomella michelini (Lév.)

Südwestlich der Schule von Abtsküche befindet sich ein verlassener Steinbruch, der vom Liegenden zum Hangenden folgendes Profil bloßgelegt hat:

1. Dünnschichtige feinglimmerige Sandsteine, teilweise krummschalig, braungelb verwittert. Aufgeschlossen 2,00 m
2. In Brauneisenstein verwandelte Kalkbank. 0,80 m
3. Dünnschichtige Sandschiefer. 1,10 m
4. Sandsteinbank. 0,16 m
5. Kalkige Schiefer. 0,90 m
6. Umgewandelte Crinoidenkalkbank. 0,30 m
7. Glimmerig-sandige Schiefer, lagenweise mit Crinoidenstielgliedern. 3,00 m
8. Glimmerige Sandsteine, bankig, mit dünnen Schiefermitteln. Aufgeschlossen 1,20 m

Einfallen 75° N. Herr Steinhage sammelte hier:

Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili var. *tenticulum* (Vern.)
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)

Die Kalkbänke, die nach der geologischen Karte das Tälchen südlich Abtsküche kreuzen sollen, habe ich nicht wieder auffinden können. Der Boden ist hier überall stark verlehmt, und der paläozoische Untergrund tritt nirgends hervor.

Der Steinbruch westlich Farbhaus ist jetzt völlig verwachsen. Wunstorf führt ihn als Fundpunkt von Versteinerungen an. Ich fand dort nur noch einige Fenestellen. Die bei Brügel angegebenen Kalkbänke konnte ich nicht wiederfinden.

Unmittelbar nördlich Hinüber führt ein Weg in östlicher Richtung. An diesem Wege tritt, bereits auf dem Nachbarblatt Velbert gelegen, in einem verlassenen Steinbruch eine 1 m mächtige Brachiopoden führende Kalksandsteinbank auf, die von glimmerigen dickschichtigen Schiefern mit geringem Kalkgehalt ? überlagert wird. Einfallen 60° S. Herr Steinhage und der Verfasser sammelten hier:

Euomphalus sp.
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Pugnax pugnus (Mart.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Spinocyrtia bergica var. *alta* Pck.
Sp. bergica var. *lata* Pck.
Spirifer tornacensis Kon., eine unvollständige Stielklappe
Cyrtospirifer verneuili (Murch.), häufig
Avonia praelonga (Sow.)
Productella goergesi Pck.
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)

Sehr fossilreich sind die gelb verwitterten milden und kalkigen Schiefer der auflässigen Grube Steinloch, über die Paeckelmann (1913, S. 157) bereits berichtet hat. Herr Steinhage und der Verfasser fanden:

Striatoclymenia eurvomphala (Schdwf.)
Ctenodonta lirata (Phill.)
C. whidbornei Paul
Euchondria vera Drev.
Aviculopecten ? auritus (Whidb.)
Pterinopecten (Pterinopecten) newelli Paul
Grammatodon semicostatus (M'Coy)
Aviculopecten (Girtypecten) austeni (Roem.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Sp. tornacensis var. *brachythyroides* n. var.
Buxtonia nigra (Goss. em Dehée)
Avonia praelonga (Sow.)
Productella plicatosinuata Pck.
P. caperata paeckelmanni n. subsp.
P. caperata paeckelmanni var. *radiata* Pck.
Chonetes laguessianus Kon.
Ch. laguessianus var. *ungusta* Pck.
Ch. ratingensis Gallw.
Tornquistia polita (M'Coy)
Streptorhynchus (Streptorhynchus) minimus Gallw.
Rhipidomella michelini (Lév.)
Rh. michelini var. *plicata* Gallw.
Dalmanella interlineata (Sow.)
D. bergica (Kays.)
Fenestella sp.

Etwa 200 m westlich Krehwinkel kommt von N ein Seitentälchen des Vogelsandbachtales herab. An seiner Mündung befindet sich ein kleiner Aufschluß in dünnschichtigen, teils kalkigen, glimmerigen, Pflanzenhäcksel führenden Schiefern. Dünne Bänkchen quarzitischen Sandsteins sind ihnen eingelagert. Im Hangenden enthalten die Schiefer eine 10 cm mächtige Bank feinkörnigen Kalksandsteins, in der Herr Steinhage *Derbyia kayseri* Gallw. fand. Einfallen 60° N.

In dem kleinen Steinbruch am linken Hang des Tälchens von Schopperfeld, unmittelbar nordöstlich des Friedhofs, stehen zuunterst 2 m dickbankige Kalksandsteinschiefer mit vielen Fossilien an. Sie werden von blaugrauen festen Schiefern mit Sandflasern überlagert. Einfallen 35° N. Die Kalksandsteinschiefer enthalten:

Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spinocyrtia bergica Pck.
Sp. bergica var. *alta* Pck.
? *Sp.* sp.
Avonia praelonga var. *parva* n. var.

Krotovia n. sp.
Tornquistia polita (M'Coy)
Dalmanella bergica (Kays.)
Fenestella sp.
Ptilopora sp.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)

Weiter unterhalb befindet sich auf der gegenüberliegenden Talseite, östlich Beiershof, ein größerer Bruch. Es stehen blaugraue Schiefer an, denen als Seltenheit dünne Lagen feinglimmerigen Sandsteins zwischengeschaltet sind. Einzelne Schichtflächen sind übersät mit *Avonia praelonga* (Sow.). Ich sammelte:

Spinocyrtia bergica Pck.
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia praelonga (Sow.)
A. praelonga var. *parva* n. var.

Im oberen Teil der Schichtfolge sind den festen Schiefern vom Typ der Famenne-Schiefer einige dickere Bänke feinkörnigen Sandsteins zwischengeschaltet. Solche finden sich auch in dem kleinen Steinbruch am linken Hang des Tälchens, 150 m oberhalb seiner Mündung in das Vogelsangbachtal. Die Schichten stehen dort nahezu senkrecht.

Die Beobachtungen im Tälchen von Schopperfeld lassen sich wie folgt zusammenfassen: Die Gesamtmächtigkeit des Etroeungt dürfte hier etwa 250 m betragen. Es besteht überwiegend aus festen blaugrauen dickschichtigen Schiefern von ganz geringem Kalkgehalt. Namentlich in den höheren Partien sind dickbankige Sandsteine eingelagert. Dünne Sandsteinzwischenlagen mit feinglimmerigen Schichtflächen beobachtet man gelegentlich auch in den tieferen Niveaus. Kalkanreicherungen finden sich manchmal als Bestege auf Schichtflächen. Mächtigere kalkige Lagen keilen schnell aus. Zu eigentlichen Kalkbänken kommt es nie: die Gesteine sind als Kalksandsteinschiefer zu bezeichnen. Sowohl in ihnen als auch auf den kalkigen Bestegen der Schiefer sind Versteinerungen häufig. Besonders *Ptilopora* findet sich unten nicht selten. Die Abgrenzung der Etroeungtgruppe gegen die Famenne-Schiefer auf der geologischen Karte ist völlig willkürlich und fällt mit der tiefsten kalkigen Lage zusammen.

Gegenüber der Heiligenhauser Entwicklung hat das Etroeungt bei Krehwinkel wieder ganz die Pilton-Fazies des Angertales angenommen. Völlig ausgekeilt sind die korallen- und crinoidenreichen Hangendschichten von Ratingen-Heiligenhaus. Im ganzen reicht die Fazies der Famenne-Schiefer wieder höher hinauf. Die Etroeungt-Fazies macht sich weniger durch Kalkgehalt als durch Sandsteine geltend, in denen die positive Küstenverschiebung zum Ausdruck kommt.

Die geologische Karte verzeichnet hier eine dem Tallauf folgende Querverwerfung. Bei einer genauen Kartierung im Maßstab 1:10 000 fand ich jedoch, daß die Entwicklung der Schichten auf beiden Talseiten gleich ist. Auch das Streichen verhält sich entgegen der Darstellung auf dem geologischen Meßtischblatt Velbert nicht abweichend.

Für das Tälchen zwischen Im Knippert und Wasserfall gibt Paeckelmann (1928, S. 21) vom Liegenden zum Hangenden nachstehendes Profil an, das bei Kanalisationsarbeiten aufgeschlossen war:

Liegendes: Famenne-Schiefer.

1. Flaserige dunkelblaugraue Kalke mit kleinen Crinoidenstielgliedern.
2. Dunkelgraue milde kalkige Schiefer mit reichhaltiger Fauna.
3. Blaugrauer Kalksandstein.
4. Feste graue kalkige z. T. quarzitische Schiefer.
5. Streifige feste dunkelgraue Schiefer vom Typus der Famenneschiefer.
6. Milde dünnschichtige graugrüne Schiefer mit grobglimmerigen fossilreichen Lagen.
7. Dunkelgraublaue kalkig-flaserige glimmerreiche Schiefer mit Einzelkorallen.
8. Plattige graue Schiefer mit Sandsteinbänkchen.
9. Fossilreiche kalkig-glimmerige Schiefer.
10. Harte dunkelgraublaue unreine Kalkbank, 1,50 m mächtig.
11. Graue meist plattige sandige milde fossilarme Schiefer.
12. Nicht aufgeschlossene Schiefer, etwa 34 m.
13. Oolithbank.

Von „Im Knippert" führen die Bearbeiter der deutschen Unterkarbonfauna außer den unten angegebenen, von mir gesammelten Fossilien an:

Spinocyrtia bergica Pck.
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Avonia praelonga (Sow.)
Chonetes laguessianus var. *angusta* Pck.
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
Schizophoria resupinata (Mart.)

Im Wäldchen unmittelbar nördlich des Gehöftes Im Knippert fand ich in Kalksandsteinen, die dem tieferen Abschnitt des oben mitgeteilten Profiles entsprechen:

Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Productella caperata caperata var. *radiata* Pck.
Chonetes ratingensis Gallw.
Dalmanella bergica (Kays.)
Ptilopora sp.

Auf der gegenüberliegenden Seite des Tälchens sammelte ich in dem mittleren Teil des Profiles entsprechenden Kalksandsteinen:

Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Dalmanella bergica (Kays.), häufig
D. interlineata (Sow.), untergeordnet

Ein verschütteter Steinbruch am Langenhorster Weg, am rechten Hang des Tälchens, südlich von Im Knippert lieferte aus den Velberter Schichten:

Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Productella productoides (Murch.)

Über die Fauna der gelb verwitterten Kalkschiefer unmittelbar unter den Oolithen des östlichen der Kohlenkalkbrüche von Wasserfall habe ich mich bereits 1937 (S. 51—53) ausgelassen. Die Stellung der Oolithe behandelt eine demnächst im Zentralblatt für Mineralogie usw. erscheinender Artikel „Die Tournai-Oolithe des Velberter Sattels". Das mir aus den die Oolithe unmittelbar unterlagernden Schiefern vorliegende umfangreiche Fossilmaterial sei im folgenden mitgeteilt:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
„Brachymetopus n. sp." Drevermann 1902
Streblochondria piltonensis (Whidb.)
Euchondria vera Drev.
Aviculopecten (Aviculopecten) nexilis (Sow.)
A. (A.) transversus (Sow.)
A. (Newellia) rudolphi Paul
Leiopteria bodana (Röm.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Buxtonia sp.
B. nigra (Goss. em. Dehée)
Avonia schmidti Pck.
A. concentrica n. sp.
A. praelonga var. *bergica* n. var.
A. sp. aff. *praelonga* (Sow.)
A. drevermanni Pck.
Productella steinhagei n. sp.
P. ultima Pck.
Plicochonetes cromfordensis Gallw.
Chonetes ratingensis Gallw.
Ch. laguessianus Kon.
Ch. laguessianus var. *angusta* Pck.
Leptaena analoga Phill.
Streptorhynchus (Streptorhynchus) minimus Gallw.
St. (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
Dalmanella bergica (Kays.)
Crania sp.
Fenestella paeckelmanni Nekh.
Ptilopora sp.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)

Bei „Wasserfall" sammelte Böker „an der Basis des Kohlenkalks" eine flach gedrückte Clymenie, die im allgemeinen Habitus mit *Striatoclymenia eurvomphala* von Scharpenhaus gut übereinstimmt, vielleicht aber etwas weitnabeliger ist. Lobenreste sind nicht erkennbar. Das Gestein ist ein ausgelaugter gelber Mergelschiefer. Von den Kalkschiefern unter den Oolithen ist es petrographisch verschieden und offenbar auch etwas älter. Das Stück befindet sich im Geologischen Landesmuseum Berlin.

Von „Wildenburg“ geben die Bearbeiter der deutschen Unterkarbonfauna an:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Aviculopecten (Aviculopecten) transversus (Sow.)
Grammatodon semicostatus (M'Coy)
Sanguinolites angustatus (Phill.)
Avonia praelonga (Sow.)
Productella sp. aff. *kayseri* Pck.
Plicochonetes cromfordensis Gallw.
P. sp. aff. *ventricosus* (Tornqu.)
P. crassistrius var. *minima* Pck.
Chonetes sp. aff. *variolatus* d'Orb.
Streptorhynchus (Streptorhynchus) minimus Gallw.
St. (Schuchertella) inaequicosta Gallw.
Thiemella aff. *villenovia* Williams
Dalmanella interlineata (Sow.)
D. bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)

Am Fußweg westlich Wildenburg treten auf:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)

Schiefer unmittelbar unter den Oolithen des langgestreckten Visékalkbruches bei Wildenburg enthalten (meist in kleinen Exemplaren):

Spinocyrtia pauli Pck.
Plicochonetes crassistrius var. *minima* Pck.
Chonetes laguessianus Kon.
Dalmanella bergica (Kays.)

Von „Hefel“ geben die Bearbeiter der Unterkarbonfauna an:

Spinocyrtia bergica var. *lata* Pck.
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia praelonga (Sow.)
Productella kayseri Pck.
P. caperata (Sow.) em. Pck.
Semenowia aff. *concentrica* Kon.
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Crania trigonalis M'Coy (Kayser 1882)
Fenestella sp.

Gelegentlich von Ausschachtungsarbeiten für den Häuserbau sammelte ich westlich von Hefel in sandigen eisenschüssigen Schiefern:

Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
T. letiensis (Goss.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia praelonga (Sow.)

In der Mitte des Weges von Hefel nach Sondern sammelte ich:

Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Einzelkorallen

An der Stelle, wo nach der geologischen Karte die Grenze zwischen Velberter Schichten und Etroeungt verläuft, treten auf:

Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Dalmanella bergica (Kays.)

Von der Halde der auflässigen Prinz-Wilhelm-Grube werden angegeben:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Gyroceras cf. *cancellatum* (Roem.)
Euomphalus cf. *latus* Hall.
Grammatodon semicostatus (M'Coy)
G. walciodorensis (Kon.)
Euchondria beushauseni Drev.
Sanguinolites angustatus (Phill.)
Ctenodonta lirata (Phill.)
Cleiothyris cf. *royssii* (Lév.)
Spinocyrtia bergica var. *lata* Pck.
Cyrtospirifer julii (Dehée)
C. verneuili var. *tenticulum* (Murch.)
Avonia praelonga (Sow.)
Productella caperata (Sow.) em. Pck.
P. caperata var. *globosa* Pck.
P. plicatosinuata Pck.
Dalmanella bergica (Kays.)

Am Anschnitt des Weges, der von Kleff durch das Birkental nach Eselssiepen führt, enthalten die kalkigen Schiefer des tiefsten Etroeungt eine Fauna, die von mir in großem Umfange ausgebeutet wurde. Ich fand hier:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Ph. (Ph.) cornelius R. u. E. Richter
Cyrtosymbole sulcata n. sp.
Aviculopecten (Aviculopecten) nexilis (Sow.)
Aviculopecten (Girtypecten) austeni (Roem.)
Sanguinolites angustatus (Phill.)
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Athyris concentrica (Buch)
Crurithyris urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
C. verneuili var. *tenticulum* (Vern.)
Avonia schmidti Pck.
A. praelonga var. *bergica* n. var.
Productella caperata caperata (Sow.) em. Pck.
P. caperata caperata var. *radiata* Pck.
Plicochonetes margaritaceus (Whidb.)
P. crassistrius var. *minima* Pck.
Chonetes laguessianus Kon.

Ch. ratingensis Gallw.
Tornquistia polita (M'Coy)
Leptaena analoga Phill.
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Lingula sp.
Fenestella sp.
Ptilopora sp.

Im Tälchen unterhalb Loch enthalten kalkige Schiefer:

Cleiothyris royssii (Lév.)
Crurithyris urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia schmidti Pck.
Productella caperata caperata var. *radiata* Pck.
Chonetes laguessianus Kon.
„*Ch.* n. sp. aff. *variolatus*" Gallw.
Ch. ratingensis Gallw.
Leptaena analoga Phill.
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)

Nahe der Mündung des von Fell herabkommenden Tälchens kommen in kalkigen Schiefern vor:

Phacops sp.
Pterinopecten (Dunbarella) scabriradians (Whidb.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia praelonga (Sow.)
A. schmidti Pck.
Chonetes ratingensis Gallw.
Leptaena analoga Phill.
Dalmanella bergica (Kays.)
D. whidbornei Gallw.
Pinnatopora bipinnata (Whidb.)

Weiter oberhalb sammelte ich in dem gleichen Tälchen:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Crurithyris urii (Flem.)
Spinocyrtia n. sp. aff. *bergica* Pck.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia praelonga var. *bergica* n. var.
A. schmidti Pck.
Productella caperata caperata (Sow.) em. Pck.
P. caperata caperata var. *radiata* Pck.
Plicochonetes sp.
„*Chonetes* n. sp. aff. *variolatus*" Gallw.

Tornquistia polita (M'Coy)
Leptaena analoga Phill.
Streptorhynchus (Schuchertella) radialis (Phill.)
St. (Sch.) paeckelmanni Gallw.
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)
Fenestella sp.

An dem Wege, der von Hackfeld nach Schmalenhof führt, streichen die Schichten etwas westlich der in der Karte angegebenen Querstörung, die das Etroeungt von den Famenne-Schiefern trennen soll, N 17° O. Die Schichten enthalten hier bereits plattige Glimmersandsteine und sind demgemäß schon als Etroeungt anzusprechen. 13,50 m östlich von hier stehen an demselben Wege wulstige kalkige Schiefer mit folgenden Fossilien an:

Phacops sp.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia schmidti Pck., sehr häufig
Leptaena analoga Phill.

Das Streichen beträgt hier N 7° W bis N bei einem Einfallen von 25° O. Das geologische Kartenblatt verzeichnet dagegen an unserem westlichen Beobachtungspunkt ein nordsüdliches Streichen mit geringer Westabweichung und am östlichen Punkte etwa N 55° O. Aus diesen Befunden hat der kartierende Geologe offenbar die auf der Karte verzeichnete Störung, an der beide Schichtgruppen auf eine Erstreckung von 600 m aneinanderstoßen sollen, konstatieren zu müssen geglaubt. Unsere Beobachtungen zeigen demgegenüber, daß der Querstörung geringere Bedeutung zukommt und es sich im wesentlichen um das normale Ausheben einer Etroeungt-Mulde handelt.

Am bewaldeten Berghang südöstlich Grund finden sich recht häufig Lesesteine eines plattigen, grobglimmerigen, eisenschüssigen Sandsteins, die jedenfalls darauf hinweisen, daß hier Etroeungt ansteht statt der auf dem Kartenblatt angegebenen Famenne-Schiefer.

300 m oberhalb Neleshof stehen in einem verlassenen Steinbruch an der Kuhlendahler Straße mit steilem nordwestlichem Einfallen zuunterst plattige blaugraue Schiefer an. Den Hauptteil des Bruches nehmen kalkige Schiefer ein, denen in der Mitte und am Nordweststoß unreine feinkörnige fossilführende Kalke eingelagert sind. Auch die Kalkschiefer enthalten Versteinerungen. Es liegen mir vor:

Avonia schmidti Pck.
Productella gallwitzi Pck.
Plicochonetes crassistrius var. *minima* Pck.
Dalmanella bergica (Kays.)

Längs der Kuhlendahler Straße, beginnend an der scharfen Biegung oberhalb Papenhof nahm ich nachstehendes Routenprofil auf (vom Liegenden zum Hangenden):

1. 40 Schritt schlecht aufgeschlossene gelbgraue milde, teilweise sandige Schiefer.
2. Linsen grauen, feinkörnigen quarzitischen Sandsteins in bröckeligen milden Schiefern. 0,30 m

3. Feinsandig-glimmerige feste graugrüne Schiefer.
4. Bänkchen gebänderten dunkelgrauen feinglimmerigen harten Sandsteins. 0,15 m
5. Schiefer wie vor.
6. Rotbraun verwitterte Kalksandsteine in dezimeterstarken Bänken, oben deutlich, unten undeutlich geschichtet. Fossilspuren. ? *Avonia schmidti* Pck. 0,55 m
7. Kalkig-sandige Schiefer mit Fossilien. Streichen N 49° O, Einfallen 45° NO. 0,10 m

   Avonia praelonga (Sow.)
   Productella gallwitzi Pck.
   Chonetes laguessianus var. *angusta* Pck.
   Dalmanella bergica (Kays.)
   Schizophoria resupinata (Mart.)
   Fenestella sp.

8. Plattige graugrüne, glimmerige Schiefer. Aufgeschlossen 4,00 m
9. 38 Schritt nicht aufgeschlossen.
10. 22 Schritt blaugraue und graugrüne feinglimmerige Schiefer mit Einlagerungen graublauer milder Schiefer, teilweise bröckelig. Einzelne Einlagerungen dünner Sandsteinbänkchen.
11. 60 Schritt nicht aufgeschlossen.
12. Feinbröckelige Schiefer.
13. Gelbbrauner feinkörniger fester Sandstein, flach nach NO einfallend. 0,20 m
14. 26 Schritt graugrüne feinglimmerige bröckelige Schiefer.
15. Bank sehr unreinen wulstigen fossilreichen Crinoidenkalkes. 0,60 m

    Phacops sp.
    Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
    Avonia schmidti Pck., sehr häufig
    Plicochonetes margaritaceus (Whidb.)
    Schizophoria resupinata (Mart.)

16. Bröckelige graugrüne mehr oder weniger feste Schiefer mit geringem Glimmergehalt, 50 Schritt, bis zur Straßenbiegung.

Im Hohlweg südwestlich Schmalenhof sammelte ich:

Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spinocyrtia bergica Pck.
Productella gallwitzi Pck.
Plicochonetes margaritaceus (Whidb.)
Chonetes ratingensis Gallw.
Dalmanella bergica (Kays.)

Folgende Arten werden von den Bearbeitern der Unterkarbonfauna mit der Fundortsbezeichnung „Schmalenhof“ versehen:

Thomasina decheni Pck.
„Avonia sp. 2 aff. *davidsoni“* Pck.
Productella cf. *caperata* (Sow.) var. *radiata* Pck.
P. gallwitzi Pck.
Plicochonetes margaritaceus (Whidb.)
Chonetes kayserianus Gallw.

Ch. ratingensis Gallw.
„Ch. n. sp. aff. *variolatus“* Gallw.
Tornquistia polita (M'Coy)

Von „östlich Schmalenhof“ werden angegeben:

Tornquistia polita var. *infrastriata* Gallw.
Dalmanella whidbornei Gallw.

200 m westsüdwestlich Neleshof stehen an der nach Tönisheide führenden Straße nach der ersten Biegung blaugraue schwach glimmerige Schiefer, braungelbe milde Schiefer mit Fossilien und eine 50 cm starke Bank graublauen unreinen Kalkes mit wenigen Crinoidenstielgliedern an. Ich fand:

Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Avonia sp.
„Krotovia n. sp. 2 aff. *keyserlingiana“* Pck.

Bei „Kuhlendahl“ treten nach Gallwitz auf:

Plicochonetes sp. aff. *ventricosus* (Tornqu.)
Chonetes kayserianus Gallw.
Dalmanella interlineata (Sow.)
D. bergica (Kays.)

Ferner „nordwestlich Kuhlendahl“:

Chonetes longispinus Roem.
Schizophoria resupinata (Mart.)

Am Wege von Zippenhaus nach Krüdenscheid sammelte ich:

Euomphalus sp.
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Buxtonia nigra (Goss. em. Dehée)
Productella caperata caperata var. *radiata* Pck.
Chonetes ratingensis Gallw.
Ch. laguessianus Kon.
Tornquistia polita (M'Coy)
Fenestella sp.

Am linken Lohbachufer südwestlich Schurk enthalten mergelige Schiefer:

Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Avonia praelonga var. *parva* n. var.
A. schmidti Pck.
Productella gallwitzi Pck.
Chonetes laguessianus Kon.
Dalmanella bergica (Kays.)

Im Wäldchen südlich Krüdenscheid, am Wege, der nach Loh führte, enthalten eisenschüssige sandige Schiefer der höheren Etroeungt-Schichten:

Euomphalus sp.
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
Avonia schmidti Pck.

A. praelonga (Sow.)
Chonetes laguessianus Kon.
Ch. laguessianus var. *angusta* Pck.
Ch. ratingensis Gallw.
Leptaena analoga Phill.
Dalmanella bergica (Kays.)
Schizophoria resupinata (Mart.)

Beim Gehöft Sprung stehen fossilreiche kalkige Schiefer und Mergelkalke an; sie enthalten:

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Spirifer tornacensis Kon.
Avonia praelonga (Sow.), selten
A. praelonga var. *parva* n. var., sehr häufig
A. praelonga var. *bergica* n. var., nicht selten
A. schmidti Pck.
Chonetes ratingensis Gallw.
Dalmanella bergica (Kays.)

Im Hohlweg nordwestlich Loh beobachtete ich:

Phacops sp.
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Avonia schmidti Pck.
Productella caperata caperata var. *radiata* Pck.
Chonetes laguessianus Kon.
Dalmanella bergica (Kays.)

Nördlich Schwagenscheidt, an der Straße nach Eckern, lieferten mir die Etroeungt-Schiefer:

Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Avonia cf. *drevermanni* Pck.
Chonetes laguessianus Kon.
Ch. laguessianus var. *angusta* Pck.
Dalmanella bergica (Kays.)

Bei Eckern treten in einem kleinen Steinbruch unter den Cephalopoden führenden T_{II}-Schiefern flinzartige Kalke auf, die den Ostrakodenkalken Nr. 24 von Ratingen überaus ähnlich sehen. Die gleichen Gesteine, mit Schiefern vom Typ der Ratinger Zwischenschiefer der Ostrakodenkalke untermischt, wurden beim Bau des Hauses Nr. 11 bei Eckern bloßgelegt. Versteinerungen enthalten sie nicht.

An der Kopfstation werden die Cephalopodenschiefer des T_{II} von nachfolgenden Gesteinen unterlagert:

1. Unreine Kalkbank. 0,70 m
2. Feinglimmerige blaugraue Schiefer, stark druckgeschiefert. 0,40 m
3. Unreine Kalkbank. 0,60 m
4. Stark druckgeschieferte Etroeungt-Schiefer.

Kratz (1909) fand in den unreinen Kalken einen langflügeligen Spiriferen. Offenbar handelt es sich um die gleichen Flinzkalke wie bei Eckern. Wir werden ihnen noch im Innern der Herzkamper Mulde begegnen (s. u.).

Von hier bis Aprath sind die Aufschlüsse im Etroeungt sehr schlecht oder fehlen ganz. Die Schichten, die bereits am Ostabfall des Velberter Sattels auf Blatt Velbert eine deutliche Mächtigkeitsreduktion erfahren haben, verringern sich auf dem Blatte Elberfeld noch mehr. Fossilreich sind sie im Hohlwege ostsüdöstlich Schlingensiepen zu beobachten, wo ich nachstehende kleine Fauna sammelte:

Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.)
Avonia schmidti Pck.
Chonetes ratingensis Gallw.
Ch. laguessianus var. *angusta* Paeck.
Plicochonetes sp.
Tornquistia polita (M'Coy)
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw.

An der Nordseite des Bahneinschnittes bei Buschdelle machte ich folgende Beobachtungen: Am Ostausgang werden die blaugrauen stark druckgeschieferten Etroeungt-Schiefer in östlicher Richtung von dünnbankigen, etwas knolligen, hellgrauen, dichten, braungelb verwitternden Kalken überlagert. In der Mitte des Einschnittes sind die Schichten mehrfach spezialgefaltet. Die hangenden Kalke sind infolgedessen auf einige Erstreckung hin zu beobachten. Sie haben eine Mächtigkeit von 2 m und werden ihrerseits von dunkelgraublauen feinbröckeligen Schiefern mit dunklen Flecken und *Posidonia venusta* überlagert. Die Kalke besitzen einen ähnlichen petrographischen Habitus wie die Kalke über den Etroeungt-Schiefern von der Kopfstation. Die Schiefer über ihnen sind ohne Zweifel die Cephalopoden und Ostrakoden führenden T_{II}-Schiefer, wie sie am ganzen Ostabfall des Velberter Sattels verbreitet sind. Ihr Vorkommen in der Herzkamper Mulde ist hiermit erstmalig nachgewiesen. — Auch am Ostende des Einschnittes habe ich die Überlagerung der Kalke durch bröckelige Schiefer sicherstellen können.

Die Etroeungt-Schiefer sind noch bis zum Bahneinschnitt bei Driehausen zu verfolgen, wo sie in den Südflügel der Herzkamper Mulde umbiegen.

In den von Paeckelmann (1922) zum Etroeungt gestellten Schiefern im Bett des Mirker Baches fand ich nachstehende Trilobiten:

Phacops (Cryphops ?) wocklumeriae R. u. E. Richter?
Ph. (Ph.) wedekindi R. u. E. Richt.
Ph. sp.
Typhloproetus mirkeanus n. sp.

Danach handelt es sich jedenfalls nicht um ein Äquivalent der von Paeckelmann als typisches Etroeungt erkannten blaugrauen Schiefer mit Sandsteinen und mit *Striatoclymenia eurvomphala* (Schdwf.).

Das Profil der Ziegelei am Haken (im N von Elberfeld) hat Paeckelmann (1922) eingehend beschrieben. Wir geben es auszugsweise wie folgt wieder (vom Hangenden zum Liegenden):

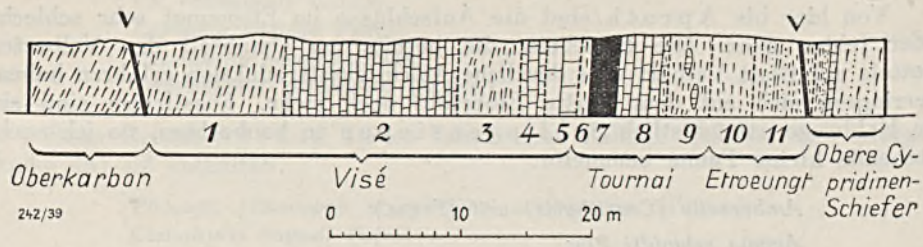


Abb. 4.
Profil der Ziegelei am Haken (nach den Aufnahmen von W. Paeckelmann)

„. . . .

7. Etwa 2 m Alaunschiefer.
8. Etwa 4 m bankige, nach unten schieferreiche, dunkle flinzartige Kalke.
9. 3,15 m graue, etwas kalkige Schiefer mit dünnen Bänken und großen flachen Knollen von (stellenweise pyritreichem) flinzartigen Kalk.
10. 3,30 m blaugraue, reine Tonschiefer, uneben spaltend, dünnplattig.
11. 4,60 m Wechsellagerung von reinen, blaugrauen und grünlichen Schiefern mit dünnen Bänkchen feinkörnigen, glimmerigen Sandsteins, von dunklen, feinglimmerigen, harten Schiefern und dunklen, glimmerreichen, schwer spaltenden, mürben Schiefern; „Nemerites"-artige Fährten sind sehr verbreitet. Es folgt dann im Profil eine unbedeutende, steil einfallende streichende Störung, darunter
12. 0,20 m rote Mergelschiefer.
    1,00 m graue Schiefer mit Sandsteinbänken.
    0,20 m Bank grauen und rötlichen Kalkes, mit Richterinen, Drevermannien usw.
    4,40 m graue und grünliche Tonschiefer und graue, feinglimmerige Schiefer mit Sandsteinbänkchen; darin flachgedrückte Clymenien, *Posidonia venusta,* Richterinen. . . ."

Zum Etroeungt gehört die Serie 10 und 11. Nr. 10 enthält *Striatoclymenia eurvomphala* in großer Häufigkeit. Die Gruppe 11 hat in der weiter östlich gelegenen Ziegelei von Müller & Preuß eine beachtenswerte Fauna geliefert, die Paeckelmann (1913, S. 151—152) ins Etroeungt stellte, offenbar mit Recht.

Ein beachtenswertes Profil hat der Straßenbahneinschnitt bei Riescheid (Barmen NO) bloßgelegt. Paeckelmann (1921) hat es ausführlich beschrieben. Wir geben es im Auszug hier wieder:

„8,60 m schwarze kieselige Schiefer mit Lyditbänken und Alaunschiefern, reich an Phosphoritknollen = Horizont der Kieselschiefer.

6,00 m dunkelgrauer bis schwarzer dickbankig-plattiger Kalk, mit einzelnen dünnen Plattenkalklagen, feinkristallin, flinzartig.

10,00 m dunkelgraue, bröckelige Schiefer mit Bänkchen dunkelgrauen, dichten Kalkes und plattigen schwarzen Schiefern.

7,50 m graubraune und dunkelgraue Schiefer mit vielen Bänkchen dichten, grauen Kalkes und mit schwarzen, dünnplattigen Kalkschiefern."

Darunter folgen die Oberen Cypridinenschiefer. Die beiden liegenden Schichtgruppen entsprechen dem Etroeungt. In der tieferen fand ich *Imitoceras quadripartitum* (Mstr.). R. u. E. Richter stellten darin das Vorkommen von *Phacops (Cryphops?) wocklumeriae* fest. Danach handelt es sich bei diesen Schichten um ein Äquivalent der *Wocklumeria*-Stufe.

Bei Aske (Blatt Hagen) sind den Cypridinenschiefern sechs Ostrakoden führende Kalkbänke eingelagert. In der hangendsten fand ich *Cyrtosymbole (Waribole)* sp. Darüber folgt die Tournai-Stufe mit Alaunschiefern. Paeckelmann (1931 a) erwähnt aus „grauen, grünlichen und roten Tonschiefern mit verruschelten Kalkknollenlagen" dieses Punktes das Vorkommen von *Wocklumeria sphaeroides* (Rt. Richt.) und von *Cyrtoclymenia angustiseptata* (Mstr.) und begründet darauf das Vorkommen der *Wocklumeria*-Stufe bei Aske.

E. Stratigraphische Schlußfolgerungen

Vor uns liegt nunmehr die Aufgabe, auf Grund des auf den vorangehenden Blättern dargelegten umfangreichen Tatsachenmaterials zu dem Problem dieser Studie Stellung zu nehmen, das sich nach den Worten der Einleitung in die Frage kleiden läßt: „In welcher Weise vollzieht sich der Übergang vom Devon zum Karbon?"

Da das Oberdevon schiefrig, das Unterkarbon am Velberter Sattel dagegen hauptsächlich kalkig entwickelt ist (Kohlenkalk), ist zunächst zu klären, ob in petrographischer Hinsicht ein Übergang in der Weise erkennbar ist, daß die Gesteine nach oben zunehmend kalkiger werden. Das ist für den Westabschnitt des Sattels in der Tat der Fall. Am Ostabschnitt des Sattels besteht das Etroeungt überhaupt vorwiegend aus kalkigen Schiefern, wenn auch in erheblichem Maße sandige Schiefer an seinem Aufbau beteiligt sind. Es hat den Anschein, als verteile sich der Kalkgehalt hier gleichmäßiger über die gesamte Schichtengruppe, während Ton, Sand und Kalk im Westen zum Absatz in getrennten Bänken neigten. In der Herzkamper Mulde tritt der Kalkgehalt ganz zurück, entsprechend dem Umstande, daß dort nicht nur das Oberdevon, sondern auch das Unterkarbon in schiefriger Ausbildung (Kulm) vorliegt. Der Übergangscharakter des Etroeungt macht sich in der Herzkamper Mulde petrographisch in einer dem Oberdevon gegenüber dunkleren Färbung geltend, indem es eine Mittelstellung zwischen den hellgrünen Cypridinenschiefern und den tiefschwarzen kulmischen Alaunschiefern und Lyditen einnimmt.

Während die meist unreinen, geringmächtigen und unbeständigen Kalkbänke des tieferen Etroeungt am westlichen Velberter Sattel nur auf kurze Erstreckung hin aushalten, lassen sich manche Schichten des höheren Etroeungt in diesem Abschnitt mehrere Kilometer weit verfolgen. Das gilt insbesondere von dem mächtigen Paket schiefriger Kalke Nr. 21 von Ratingen. Die mächtige Kalkserie in den alten Steinbrüchen nördlich Klein-Steinkothen, die wir mit den Nummern 27 und 28 belegt haben, ist augenscheinlich mit den Kalken Nr. 21 von Ratingen zu parallelisieren. Die 2,25 m mächtige schiefrig-sandige Gruppe 24 bis 26 von Steinkothen vergleiche ich mit den Sandsteinen und Schiefern Nr. 19 von Ratingen. Der 1,10 m mächtigen Kalkbank Nr. 18 von

Ratingen entspricht dann die 1,15 m mächtige Kalkbank Nr. 23 von Steinkothen. Den fossilreichen Sandsteinen und Schiefern Nr. 17 von Ratingen entspricht offenbar die sandig-schiefrige Serie 2—22 von Steinkothen, die auch hinsichtlich der Mächtigkeit ungefähr mit jener übereinstimmen dürfte. Die Stromatoporen und Einzelkorallen führenden Kalke Nr. 1 von Steinkothen, die dort nur zu einem Teil bloßgelegt sind, haben ihre Stellung in Nr. 16 des Ratinger Profiles. Mit dieser Kalkfolge parallelisiere ich auch die 8 m mächtigen Kalke Nr. 4 vom Crinoidenkalkbruch westlich Klein-Steinkothen, die hier dieselbe Mächtigkeit besitzen wie bei Ratingen (8,70 m). Die westlich Klein-Steinkothen im Liegenden dieser Kalke auftretenden Schiefer und Sandsteine mit *Oxyclymenia* müssen alsdann mit Nr. 15 von Ratingen verglichen werden, denen sie auch petrographisch sehr ähnlich sehen. Daraus ergibt sich aber die Äquivalenz der Schiefer und Sandsteine Nr. 15 von Ratingen mit dem Sauerländer *Wocklumeria*-Kalk, während die höheren Schichten mit *Striatoclymenia eurvomphala* (Schdwf.) (21 und 22) ein Äquivalent der Hangenbergschiefer sein müssen. Wir kommen darauf im nächsten Kapitel noch einmal zurück.

Die drei besprochenen Profile lassen sich demnach wie folgt gleichstellen:

Ratingen		w. Klein-Steinkothen		n. Klein-Steinkothen		
20—21	ca. 35 m			27—28	mind. 35 m	Kalk
19	3,10 m			24—26	2,25 m	Schiefer und Sandsteine
18	1,10 m			23	1,15 m	Kalk
17		5—17	mind. 5,75 m	2—22	8,50 m	Schiefer und Sandsteine
16	8,70 m	4	8,00 m	1	mind. 4 m	Kalk
15		1—3				Schiefer und Sandsteine

Die Schichtenfolge im Steinbruch bei Klein-Steinkothen scheint ihre stratigraphische Position zwischen den kalkigen Schiefern an der Eisenbahn bei Cromford und den Crinoidenkalken im Steinbruch südlich des Angerteiches zu besitzen.

Nicht mehr so genau zu parallelisieren ist die Schichtenfolge am Bahnhof Isenbügel mit derjenigen von Ratingen. Die kompakte Kalkgruppe Nr. 2 mit Clymenien möchte ich mit den Kalken Nr. 16 des Ratinger Profiles gleichstellen. Die Schichten 3 bis 14 werden den Horizonten 17 bis 21 von Ratingen entsprechen können, während die milden Schiefer Nr. 15 von Isenbügel mit Nr. 22 bis 23 von Ratingen zu parallelisieren sein dürften. Diesem Niveau gehören ferner an:

die Schiefer im Tälchen unterhalb Sondert,
die Schiefer von Haus Giesenhaus,
die Schiefer der Halde Thalburg,
die Schiefer von Ruthen,
die Schiefer vom Bahneinschnitt Giesenhaus,

die sämtlich eine Lage mit *Striatoclymenia eurvomphala* enthalten. Von weiter östlich aufgeschlossenen Schiefern parallelisiere ich ferner hiermit:

die Clymenien und *Tornquistia polita* führenden Schiefer zwischen Roßdelle und Müllerbaum,
die Schiefer vom Steinbruch südöstlich Herberg.

Alle diese Schiefer enthalten in ungeheurer Häufigkeit *Tornquistia polita* (M'Coy), die tiefer nicht annähernd so zahlreich auftritt.

Die Kalkgruppe 20 bis 21 von Ratingen, die wir nunmehr bis zum Bahnhof Isenbügel verfolgt haben, tritt auch weiter östlich noch mehrfach auf, und zwar:

an der Straße südöstlich Bertenburg,
am Waldpfad zwischen Laupe und Roßdelle.

Vor allem aber entspricht ihr die mächtige Korallen und Stromatoporen führende Kalkserie Nr. 4, die von der Steinbruchreihe nördlich Roßdelle aufgeschlossen wird. Weiter östlich ist sie nicht mehr in so großer Mächtigkeit entwickelt. Bei Scharpenhaus besitzt sie noch eine Mächtigkeit von mindestens 11, höchstens aber 17 m. Sie läßt sich bis kurz vor Herberg verfolgen. Von dort ab ist ihr Auftreten nicht mehr sicherzustellen. Auch Clymenienlager finden sich anstehend nicht mehr.

Die petrographische Zusammensetzung des tieferen Etroeungt im westlichen Abschnitt des Velberter Sattels geht in besonders klarer Weise aus dem 130 m langen Profil der Ziegelei nördlich vom Bahnhof Heiligenhaus hervor. Auf diese 130 m entfallen:

	Südstoß	Nordstoß	zusammen
schiefriger Anteil	28,63 m	38,50 m	67,13 m
sandiger Anteil	17,58 m	34,25 m	51,83 m
mergelgi-kalkiger Anteil	7,24 m	4,38 m	11,62 m

Schiefer, Sandstein und Mergel verhalten sich in diesem Profil also wie:

Südstoß	4 : 2,5 : 1
Nordstoß	9 : 8,0 : 1
zusammen	6 : 4,5 : 1

Der Mergelanteil beträgt also immerhin 10% der klastischen Gesteine, wobei allerdings zu berücksichtigen ist, daß der Kalkgehalt dieser Mergel nicht sehr bedeutend ist. Der tatsächliche Kalkanteil mindert sich dadurch auf einige Prozente herab.

Erheblich ist die Beteiligung von Sandgesteinen an der petrographischen Zusammensetzung des tieferen Etroeungt. Bei Durchsicht sämtlicher Profile aus dem tieferen Niveau des Etroeungt fällt dieser hohe Sandgehalt auf.

Die Schiefer des Heiligenhauser Profiles haben meist einen anderen Charakter als die Famenne-Schiefer, wogegen das tiefere Etroeungt im Angertal bei einem wohl ebenso hohen Sandsteingehalt überwiegend aus den Famenne-Schiefern entsprechenden Schiefern gebildet wird.

Wir gelangen nunmehr zur Besprechung der biostratigraphischen Verhältnisse des bisher als Etroeungt zusammengefaßten Schichtenkomplexes, beschränken uns dabei aber zunächst auf den Nordabfall des Velberter Sattels, also auf den Streifen zwischen Ratingen und Hefel nordnordöstlich Velbert.

Als biostratigraphisch tiefster Horizont haben die Schiefer vom Ophiurenfundpunkt und vom Sattelkopf südlich Haus Anger zu gelten. Nicht nur

fehlt ihnen faunistisch jeder karbonische Charakter, es ist auch nicht eine einzige Etroeungtform darin vertreten. Selbst *Spinocyrtia bergica,* die gelegentlich ins höchste Famennien hinabgeht, fehlt völlig. Dazu kommt am Ophiurenfundpunkt das Vorkommen der typisch oberdevonischen Leitform *Productella productoides* und bei Haus Anger der dieser nahestehenden *Productella angertalensis* n. sp. Damit haben wir für unsere biostratigraphischen Zwecke eine faunistisch wohlbegründete Basalschicht gefunden.

Der darauf folgende tiefere Abschnitt des Etroeungt, petrographisch charakterisiert durch erhebliche Sandsteinführung und vergleichsweise geringen Kalkgehalt, ist faunistisch besonders durch das oft massenhafte Vorkommen der *Spinocyrtia bergica* ausgezeichnet (vgl. die Tabelle S. 702). Daneben tritt als nicht weniger bezeichnend *Cyrtospirifer verneuili* mit seinen verschiedenen Varietäten auf. Bryozoen fehlen fast nie. An Brachiopoden ist ferner besonders *Productella caperata caperata* häufig, daneben *Dalmanella bergica,* untergeordnet auch *D. interlineata.* Sodann tritt *Avonia praelonga* nicht ganz selten auf. *Cyrtospirifer julii* ist äußerst selten. Wie ein Blick auf die beigefügten, die Verteilung einiger wichtigerer Arten darstellenden Tabellen zeigt (S. 701–703), fehlen z. B. *Spirifer tornacensis, Orthotetina (Schellwienella) crenistria, Phacops (Phacops) accipitrinus, Buxtonia nigra.* Wenn man von dem gelegentlichen Auftreten von *Spinocyrtia bergica* in höheren Schichten absieht, ist als positives Merkmal dieser tieferen Gruppe eigentlich nur dieser Spiriferide zu betrachten. Vom Standpunkt der Brachiopoden ist die Gruppe ohne weiteres von den hangenden Teilen des Etroeungt abzutrennen und ins Famenne zu stellen. Wir nehmen eine solche Abtrennung vor und bezeichnen den in Rede stehenden tieferen Abschnitt des bisher als Etroeungt zusammengefaßten Komplexes als

Angertal-Schichten,

da er im Angertal auf größere Erstreckung gut aufgeschlossen ist.

Unter Etroeungt s. str. verstehen wir folgerichtig nunmehr den Schichtkomplex mit Brachiopoden, die auch in höheren Zonen der Tournai-Stufe vorkommen, wie *Spirifer tornacensis, Buxtonia nigra, Rhipidomella michelini, Orthotetina (Schellwienella) crenistria.* Anscheinend besitzt auch die übrige Fauna dieser Gruppe weit mehr Anklänge an das Tournai als an das Famenne.

Nach dem Fehlen oder Vorhandensein gewisser Formen läßt sich das Etroeungt im eigentlichen Sinne in drei Unterzonen gliedern, und zwar:

E_α = Schichten mit *Spirifer tornacensis, Productella caperata caperata, Cyrtospirifer verneuili,* ohne *Rhipidomella michelini, Productella caperata paeckelmanni* und *Striatoclymenia eurymphala.*

E_β = Schichten mit *Spirifer tornacensis, Cyrtospirifer verneuili, Rhipidomella michelini, Productella caperata paeckelmanni* und *Striatoclymenia eurymphala.*

E_γ = Schichten mit *Spirifer tornacensis, Productella ultima, Spinocyrtia pauli,* ohne *Productella caperata* und *Cyrtospirifer verneuili.* Bisher nur von Wasserfall und Wildenburg bekannt.

Der Ostabfall des Velberter Sattels ist faunistisch etwas abweichend entwickelt. Die Scheidung zwischen Angertal-Schichten und Etroeungt s. str. ist auch hier leicht durchführbar. Als Angertal-Fauna erweist sich beispiels-

Avonia schmidti Pck.

	Ratingen	Eggerscheidt	Iserbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ						×				
E_β										
E_α	×									××
A								××	×××××	×

Spirifer tornacensis Kon.

	Ratingen	Eggerscheidt	Iserbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ						×				
E_β	×		××	× ××	×					
E_α	×	×	×	×	×					××
A										

Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.)

	Ratingen	Eggerscheidt	Iserbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ						×				
E_β	×		×							
E_α	×	×	×	× ×						×
A							×	××	××	×

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Cyrtospirifer julii (Dehée)

	Ratingen	Eggerscheidt	Isenbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ										
E_β	×									
E_α	×	×	×							
A	×						×			

Buxtonia nigra (Goss. em. Dehée)

	Ratingen	Eggerscheidt	Isenbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ						×				
E_β				×	×					
E_α	×		×	×						×
A										

Spinocyrtia bergica Pck.

	Ratingen	Eggerscheidt	Isenbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ										
E_β										
E_α	×				×					
A	××	×××		×××		×××	×		×	

Orthotetina (Schellwienella) crenistria (Phill.)

	Ratingen	Eggerscheidt	Isenbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ										
E_β			×							
E_α	×	×	×	×						
A									×	

Streptorhynchus (Schuchertella) radialis (Phill.)

	Ratingen	Eggerscheidt	Isenbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ										
E_β										
E_α	×									
A									×	

Streptorhynchus (Schuchertella) portlockiana (Sem.)

	Ratingen	Eggerscheidt	Isenbügel	Scharpenhaus	Steinloch	Wasserfall	Richrath	Kleff	Kuhlendahl	Sprung
E_γ										
E_β										
E_α	×		×							
A				×						

weise ohne weiteres diejenige von Kleff (S. 689). Das Etroeungt s. str. ist am Ostabfall des Sattels längst nicht so gut entwickelt wie weiter im Westen. Auch *Striatoclymenia eurvomphala* habe ich hier trotz größter Bemühungen nicht auffinden können. Immerhin fehlt es im Osten durchaus nicht an faunistischen Andeutungen des Etroeungt s. str., so bei Krüdenscheid und Sprung. Hier liegt offenbar die Subzone E_α vor, während die Unterzonen E_β und E_γ am Ostabfall des Velberter Sattels paläontologisch bisher nicht nachzuweisen waren. Es hängt das offenbar mit dem geringen Fossilreichtum und den schlechten Aufschlußverhältnissen zusammen.

Durch massenhaftes Vorkommen von *Striatoclymenia eurvomphala* ist das E_β in der Ziegelei am Haken (Herzkamper Mulde) nachgewiesen.

Die Angertal-Schichten am Ostabfall des Velberter Sattels zeichnen sich vor ihren westlicheren Äquivalenten durch folgende Besonderheiten aus:

1. durch das Vorkommen von *Phacops accipitrinus,* dem massenhaften Erscheinen von *Avonia schmidti* und *Ambocoelia (Crurithyris) urii,*
2. durch das Fehlen von *Spinocyrtia bergica.*

Durch das Vorkommen von *Avonia schmidti* und *Thomasina decheni* erhalten die Angertal-Schichten dieses Gebietes gegenüber dem Westen einen karbonischeren Anstrich.

F. Vergleich mit anderen Gegenden

Die Schichten an der Devon-Karbon-Grenze scheiden sich nach ihrer Fossilführung scharf in Brachiopoden- und Cephalopodenfazies. Über die Beziehungen beider zueinander ist in den letzten 20 Jahren lebhaft diskutiert worden. Wir wollen uns die Besprechung der hier vorliegenden Probleme für den Schluß vorbehalten.

Will man die Schichten der Brachiopodenfazies in ein System bringen, so ist zunächst zwischen einer Geosynklinal- und einer Epikontinentalfazies scharf zu unterscheiden. Die Parallelisierung beider stößt gegenwärtig noch auf erhebliche Schwierigkeiten. Wir wenden uns zunächst der geosynklinalen Fazies zu, für die das hier behandelte Bergische Land typisches Paradigma ist.

Über die Beziehungen der devonisch-karbonischen Grenzschichten Nordwesteuropas untereinander habe ich mich 1937 a kurz ausgelassen. Um Wiederholungen zu vermeiden, muß die Lektüre dieser Schrift hier vorausgesetzt werden. Es sei lediglich angedeutet, daß sie auf dem Versuch basiert, die petrographischen und faunistischen Faziesdifferenzierungen, Mächtigkeitsverschiedenheiten usw. aus dem paläogeographischen Bild der Devon-Karbon-Wende zu verstehen. Demgemäß wird eine Reihe von Faziesgruppen ausgeschieden, als deren Grundlage größere oder geringere Küstenentfernung angenommen wird. Als küstenfernste Brachiopodenfazies betrachte ich die Pilton-Fazies mit dem Typus der englischen Pilton beds. Ihr Kennzeichen ist petrographisch Überwiegen von Schiefern und geringe Entwicklung von Kalken. Faunistisch ist die Pilton-Fazies durch vergleichsweise starkes Hervortreten von Zweischalern sowie durch das Fehlen von Korallen- und Stromatoporenkalken ausgezeichnet. Außerdem ist ihre Mächtigkeit sehr bedeutend.

Als Sedimentgruppe von etwas größerer Küstennähe sehe ich die Comblain-au-Pont-Fazies an (Typus die Entwicklung im belgischen Becken

von Dinant). Durch Vertauschen der positiven und negativen Charakteristika der Pilton-Fazies erhält man die Kennzeichen der Comblain-au-Pont-Fazies. Also: geringere Mächtigkeit, Zurücktreten der Zweischaler, starke Entwicklung von Korallen- (und Stromatoporen-) Kalken. Als Sediment küstennäheren (und vielleicht flacheren) Wassers treten (Rot-)Algen in ihnen gelegentlich hervor.

Die Angertalschichten erweisen sich als Analoga der Piltonschichten und damit als zur Pilton-Fazies gehörig. Die Etroeungtschichten des westlichen Velberter Sattels kommen dagegen der Comblain-au-Pont-Fazies nahe, unterscheiden sich aber durch Zweischalerreichtum und größere Mächtigkeit, ferner durch Clymenienführung. Sie stehen dadurch etwa in der Mitte zwischen Pilton- und Comblain-au-Pont-Fazies. Ihr Erscheinen über Sedimenten von typischer Pilton-Fazies zeigt eine positive Küstenverschiebung an, die schon zu Beginn der Angertal-Zone einsetzte und sich dort durch starke Sandschüttungen dokumentiert. Ein weiterer Schritt zur Verlandung erfolgte um die Wende T_I / T_{II}. Die T_{II}-Schiefer mit ihrem Schwefelkiesgehalt, ihrer Pflanzen- und Algenführung sowie ihrem teilweisen Alaunschiefercharakter erweisen sich als Sedimente stiller, küstennaher Buchten. Eine rückläufige Bewegungsrichtung setzte erst mit Beginn der Viséstufe ein.

Was die Beziehungen zu dem nächstgelegenen Etroeungt-Vorkommen, dem von Aachen, betrifft, so läßt sich meinen Ausführungen in 1937, 1937 a und 1937 b gegenwärtig nichts hinzufügen. Bei Aachen herrscht reine Comblain-au-Pont-Fazies. Entsprechend der größeren Entfernung von der küstenfernen Cephalopodenfazies fehlen Clymenien und Goniatiten vollständig. Die größere Küstennähe äußert sich positiv u. a. in dem gelegentlich massenhaften Auftreten von Algen der Gattung *Solenopora*. Neues Licht ist von der Bearbeitung der Korallen zu erwarten. An Brachiopoden sind die Aachener Grenzschichten überaus arm.

Zu den Beziehungen zu Belgien möchte ich mich erst nach dem Abschluß meiner Untersuchungen über dieses Gebiet erneut äußern. Durch seinen Brachiopodenreichtum steht es dem Velberter Sattel näher, durch fast gänzliches Fehlen von Stromatoporen entfernt es sich dagegen von diesem.

Näher steht das nordfranzösische Etroeungt, das wie das bergische eine Mittelstellung zwischen Pilton- und Comblain-au-Pont-Fazies einnimmt. Aus diesem Grunde ist die Bezeichnung „Etroeungt" für unsere bergischen Grenzschichten gut gewählt. Faunistisch bestehen wenig Beziehungen zum rechten Niederrhein. Gemeinsames Merkmal ist reiche Stromatoporenführung. Die Brachiopodenfauna hat einen viel devonischeren Anstrich. Mit Sicherheit ist jedenfalls zu sagen, daß das typische Etroeungt des Originalpunktes carrière du parc unserer Subzone E_β entspricht. In beiden Gebieten tritt *Striatoclymenia eurvomphala* auf. *Rhipidomella michelini* erscheint in Nordfrankreich erst im T_{II}. Die Äquivalente der Angertalschichten mögen in dem tieferen Abschnitt des Etroeungt liegen. Sie dürften nur geringe Mächtigkeit besitzen.

Noch devonischer mutet die Brachiopodenfauna der englischen Pilton beds an. Der karbonische Charakter kommt dafür bei den anderen Tiergruppen besser zur Geltung. Anscheinend entsprechen die Pilton beds zu einem erheblichen Teil den Angertalschichten. Eine Zweiteilung wie am Velberter Sattel ist wenigstens nach dem heutigen Stande der Kenntnis nicht durchführbar.

Über die Äquivalente der Pilton beds in Süd-Irland ist eine Arbeit von J. S. Turner im Druck. Da uns dessen Ergebnisse noch nicht zugänglich sind, dürfte ein Eingehen auf dieses Gebiet untunlich sein.

Laverdière (1931) erwähnt das Vorkommen von Sandsteinen mit *Avonia praelonga* unmittelbar unter den tournaisischen Lyditen in den westlichen Pyrenäen. Näheres ist darüber nicht bekannt geworden.

Das Gebiet der Seiler nördlich Iserlohn (Westfalen) hat Gallwitz (1927) eingehend untersucht. In einem Transgressionskonglomerat der oberen *Laevigites*-Stufe fand er eine Brachiopodenfauna. Nach den Bestimmungen von Gallwitz sowie denen von Paeckelmann handelt es sich um eine Fauna der Angertalschichten. Daraus dürfte unmittelbar abzuleiten sein, daß die Angertalschichten mindestens einem Teil der *Laevigites*-Stufe entsprechen.

Die von H. Schmidt (1933) ins Etroeungt gestellte Fauna des Kellerwaldquarzites halte ich für etwas jünger, etwa meinem T_{II} entsprechend. Sie ist reich an Zweischalern. Im ganzen ist das Material sehr schlecht erhalten und besteht häufig aus winzigen Stücken. Die Bestimmungen sind deshalb teilweise etwas fraglich.

Eine interessante Fauna, die ich mit derjenigen der Angertalschichten vergleichen möchte, beschrieb Jarosz (1918) aus der Gegend von Krakau in Galizien. Jarosz, der sich so sehr bemühte, den Oberdevoncharakter der von ihm entdeckten Fauna hervorzuheben, hat nur diejenige eines einzelnen Punktes, des Stromatoporenkalkfelsens bei Dębnik, vorgelegen (Taf. 5 seiner Arbeit). Dieser Aufschluß dürfte aber einem tieferen Horizont angehören. Das eigentliche Etroeungt müßte also in Polen erst noch nachgewiesen werden. Übrigens ist seine *„Strophalosia productoides"* neu zu benennen. Sie steht meiner *Productella angertalensis* nahe, unterscheidet sich von dieser aber durch unregelmäßigere und breitere, daher auch weniger zahlreiche konzentrische Runzeln, ferner durch dichter stehende und bedeutend kräftigere Stachelpusteln. Ich bringe für die polnische Form den Namen ***Productella jaroszi* n. sp.** in Vorschlag. Die Diagnose lautet nach der Abbildung Taf. 7, Fig. 10 und 11 bei Jarosz wie folgt: Breiter als lang, größte Breite am Schloßrand. Beide Klappen mit kräftigen konzentrischen Runzeln, besonders in der Armklappe deutlich hervortretend, in der Stielklappe dagegen nach der Schalenmitte zu undeutlich bis obsolet werdend. Zwischen den Ringen befinden sich zahlreiche Stachelpusteln, die etwas verlängert sind, aber auf der Stielklappe keine Neigung zu Rippenbildung erkennen lassen. Auf der Armklappe sind die Pusteln nicht verlängert. Die Bestachelung ist anscheinend schwach. Am Schloßrand der Stielklappe inserieren vier kräftige Stacheln, die in regelmäßigen Abständen aufeinander folgen. Ob die Armklappe wirklich zur selben Art gehört wie die abgebildete Stielklappe, bin ich nicht ganz sicher. Holotyp: Taf. 7, Fig. 10 bei Jarosz a. a. O.

Nach Jarosz kommen am Stromatoporenfelsen bei Dębnik vor:

Leiorhynchus crenulatus (Goss.) var. *minor* Jarosz
Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Martinia glabra (Mart.)
Reticularia simplex (Phill.)
Cyrtospirifer verneuili (Murch.)
C. verneuili var. *tenticulum* (Vern.)

Productella jaroszi n. sp. (= *Strophalosia productoides* Jarosz)
? *Productella* sp.
Avonia praelonga (Sow.)
A. suprafamenniensis (Jarosz) (= *Avonia praelonga* var.)
Orthotetes (Schellwienella) crenistria (Phill.) ist auf eine unbestimmbare Schale begründet, mithin zu streichen
Stromatoporella cracoviensis Gürich

Einen lückenlosen Übergang vom Devon zum Karbon fand Frech (1900) an der Mündung des Arpatschai in den Araxes in Hocharmenien. Leider ist seiner Darstellung nur recht wenig zu entnehmen. Allem Anschein nach kommt *Cyrtospirifer verneuili* mit *Rhipidomella michelini* zusammen vor. Eine erneute Durchforschung dieses interessanten Profiles sowie eine solche des Taurus und Elbursgebirges wäre dringend wünschenswert.

Als Äquivalent des „Etroeungt" wird von russischen Geologen der Kyn-Kalk des Ural bezeichnet. Fredericks (1929) beschrieb aus diesem folgende Arten:

Chonetes laguessianus Kon.
Ch. laguessianus var. *perlata* M'Coy
Ch. laguessianus var. *tschusowiensis* Fred.
Ch. kruglovi Fred.
Ch. illinoisiensis Worthen
Ch. kynokensis Fred.
Ch. missouriensis Weller
Ch. ornatus Shumard var.
Ch. praeuralicus Fred.
Ch. sp. cf. *ottonis* Semenow
Ch. cf. *elegans* Kon.
Ch. hemisphaericus mut. *ruthena* Fred.
Ch. cf. *interstriatus* Dav.
Ch. n. sp. Fred.
Proboscidella poljenowi Tolmatschow
Eudoxina media Leb. em. Fred.
Eu. inflata Fred.
Eu. danaica Fred.
Eu. kynensis Fred.
Martiniopsis waschkuricus Fred.
M. cf. *Spirifer carlukensis* Dav.
Brachythyrina n. g. n. sp. Fred.
Spiriferellina octoplicata (Sow.)
Sp. partita (Portl.)
Cleiothyris royssii (Lév.)
Composita cf. *rotunda* (Kon.)
C. cf. *expansa* (Phill.)
C. cf. *megala* Tolm.
C. uralica Fred.
C. cf. *gregaria* (M'Coy)
C. cf. *subpiriformis* (Sem. et Möller)
C. puschiana (Vern.)
C. globulina (Kon.)

Terebratuloidea pleurodon (Phill.)
Rhynchonella cf. *davidsoni* Tolm.
Camarotoechia cf. *tuta* (Miller)
Dielasma cf. *gilligense* (Dav.)
D. insigne Kon.
D. hastata var. *waschkurica* Fred.
Straparollus tolmatschoffi Fred.

Diese Fauna weicht von den rheinischen Etroeungt- und Angertalfaunen so weitgehend ab, daß die Herstellung irgendwelcher Beziehungen unmöglich ist. Als ganz ungewöhnlich zu bezeichnen ist das Vorkommen der sonst hochviséisch-oberkarbonischen Productinengattung *Proboscidella*.

Eine ähnliche Brachiopodenfauna wie der Kyn-Kalk enthalten gewisse Schichten auf der Südinsel von Nowaja Semlja. Gorsky (1935) hat eine größere Zahl von Stromatoporen daraus beschrieben, überwiegend neue Arten. Die Gattung *Rosenella* tritt in westeuropäischen Etroeungt-Schichten nicht auf. Leider hat Gorsky die Arbeit von Le Maître (1934) nicht berücksichtigen können. Ein Vergleich auch dieser Schichten mit den unserigen ist daher gegenwärtig nicht durchführbar.

Vom Talassic Alatau hat Sergunkowa (1937) einige Brachiopoden aus Schichten beschrieben, die sie für Etroeungt erklärt. Anscheinend trifft ihre Deutung zu. Insbesondere fand sich *Avonia praelonga* (Sow.).

Weitgehende Analogien herrschen wieder zwischen der marokkanischen Entwicklung des Etroeungt und der unserigen. Neltner (1929) hat erstmalig auf diese Vorkommen hingewiesen. Einige Faunenlisten und Profilskizzen finden sich bei Menchikoff (1930). Anscheinend ist das Vorkommen am ehesten mit der europäischen Pilton-Fazies zu vergleichen. Da die Bestimmungen von Dehée (bei Neltner) und Menchikoff wohl nur kursorisch sind, hat ein näheres Eingehen auf die an sich interessanten marokkanischen Grenzschichten vorläufig kaum Zweck. Bemerkenswert ist, daß *Phacops (Phacops) accipitrinus* in Marokko in der gleichen Unterart vertreten ist wie in England und bei Ratingen-Velbert, während die Comblain-au-Pont-Fazies eine andere Unterart *(Ph. acc. maretiolensis)* beherbergt.

Schwierig ist der Vergleich mit der epikontinentalen Entwicklung. Diese ist namentlich im Moskauer Becken sowie in den Vereinigten Staaten von Nordamerika vertreten.

Im Moskauer Becken unterscheidet man in der Schichtserie von Malöwka-Murajewnja vom Hangenden zum Liegenden:

Kohlen führende Serie
Kalk von Tschernichyn
Kalk von Upa
Ostrakodenkalk

Für den Tschernichino-Kalk möchte ich nach der von Lissitsyn bearbeiteten Fauna (1909) eine Altersgleichheit mit meinem T_{III} (Paul 1937) für am wahrscheinlichsten halten. Für die beiden tieferen Horizonte bliebe dann das T_{II} und T_{I}. Bei den gänzlich verschiedenen und wenig bekannten Faunen lassen sich weitergehende Parallelisierungen nicht durchführen.

Dem Upa- und Ostrakodenkalk petrographisch und in der ökologischen Faunenzusammensetzung anscheinend ähnlich ist die *Kleistopora*-Zone der englischen Karbonbasis. Bezüglich deren Stellung zum Etroeungt vergleiche Paul 1937 a.

Die Stellung des Kinderhook ist von europäischen Forschern offensichtlich sehr verkannt worden. Nach dem neuesten Stande gliedert es sich in Iowa vom Hangenden zum Liegenden wie folgt:

Hangendes: Lower Burlington
— unconformity —
Fern Glen
— unconformity —
Gillmore City formation
— unconformity —
Hampton formation
— unconformity —
Chonopectus-Sandstein
Maple Mill formation
— große Beobachtungslücke —
Sweetland creek und Chattanooga shale

Wie man sieht, stellt das Kinderhook eine umfangreiche, durch mancherlei Lücken unterbrochene Schichtgruppe dar. Es ist völlig verfehlt, sie als ganzes behandeln und mit nur einem europäischen Horizont gleichsetzen zu wollen. Bei jedem Vergleich des Mississippium mit dem Dinantium sind m. E. in erster Linie die Beziehungen des Burlington-Kalkes zu unserem oberen Tournaisien (T_{IV}) zu beachten. Beide entsprechen sich offenbar, trotz der Versetzung des Burlington ins untere Visé durch Delépine [2]). Dann bleibt für das Kinderhook noch das T_{I-III}. Was europäische Forscher zu einer Parallelisierung des gesamten Kinderhook mit dem Etroeungt verlockt hat, ist offenbar die Langlebigkeit von *Productella* in Amerika. Diese Gattung erscheint bei uns in geringer Abwandlung als *Strophalosia* aber wieder im Perm und kann daher am Gipfel von T_I nicht generell ausgestorben sein. Das Auftreten der Productinengattungen *Linoproductus* und *Pustula* im Kinderhook weist entschieden auf die Äquivalenz mit höheren europäischen Niveaus. Nach eingehenden Literaturstudien habe ich den Eindruck gewonnen, daß ein Teil des Kinderhook noch dem T_{IV}, die Hauptmasse dem T_{III}, der tiefere Teil aber wohl unserem T_{II} entspricht. Für das T_I bleibt dann nur der Chattanooga-Schiefer, der im Mississippibecken nur eine ganz spärliche Fauna geliefert hat. Ihm entspricht in Pennsylvanien und Ohio offenbar der Berea grit, der noch am ehesten mit unserem Etroeungt zu vergleichen sein dürfte. Störend wirkt allerdings besonders das Auftreten von *Spyingothyris*. Jedenfalls sind direkte Faunenbeziehungen zwischen unserem Etroeungt und irgendeinem nordamerikanischen Horizont ebensowenig nachweisbar wie zwischen jenem und den Malöwka-Murajewnaschichten des zentralrussischen Karbongebietes.

2) Delépine, G.: Corrélations entre les divisions du corbonifère aux Etats-Unis et dans le nord-ouest de l'Europe. Congrès des Soc. Savantes 1930, S. 131—137.

Keine großen Schwierigkeiten bereitet mehr die Parallelisierung des Etroeungt und der Angertalschichten mit dem Cephalopodenprofil des Sauerlandes. Durch die Seilerfauna (Gallwitz 1927) ist zunächst die ungefähre Äquivalenz der Angertalschichten mit der Oberen *Laevigites*-Stufe gegeben. Das E_α erweist sich durch das Vorkommen von *Oxyclymenia* cf. *undulata* in geringem Abstand von den Schichten mit *Striatoclymenia eurymphala* als Äquivalent der *Wocklumeria*-Kalke, während das E_β sicher den Hangenbergschiefern gleichzustellen ist. Wo die Äquivalente des E_γ im Cephalopodenprofil zu suchen sind, ist gegenwärtig nicht zu entscheiden, praktisch aber auch belanglos. Bei der Fossilarmut der Hangenbergschiefer ist uns ja nicht einmal bekannt, wo im Sauerland die *Gattendorfia*-Stufe beginnt, als deren ungefähres Äquivalent wohl sicher das T_{II} zu gelten hat (Paul 1937).

G. Paläontologischer Anhang

Trilobiten

Cyrtosymbole sulcata n. sp.

Taf. 39, Fig. 2

Diagnose: Ein Trilobit der Großgattung *Cyrtosymbole* mit durch eine Längsfurche geteilter Wange und breitem gefurchtem Hintereckstachel.

Beschreibung. Kopfschild klein. Umriß halbkreisförmig, in einen breiten, nicht sehr langen Stachel auslaufend. Wangenfeld sehr schmal. Saum schmal, nur eine Leiste deutlich erkennbar. Hintersaum breit, durch eine tiefe Furche abgetrennt. Dem Saum parallel läuft in der Wangenmitte eine tiefe Furche, die mit der Hintersaumfurche einen Winkel von 50° bildet, sich in den Stachel fortsetzt und diesen teilt. Hinter den kurzen elliptischen Augen befindet sich ein deutlicher, fast gerader, der Wangenfurche paralleler Kiel, der der Wangenfurche an Schärfe nur wenig nachsteht.

Beziehungen. Die Art ist durch den Besitz der Wangenfurche des Kopfschildes und des breiten geteilten Hintereckstachels deutlich von anderen Arten der Gattung unterschieden. Mit *C. (Waribole) octofera* Rud. u. E. Richter hat sie das schmale Wangenfeld und den Hintereckstachel gemeinsam. Letztere Art unterscheidet sich jedoch leicht durch die bedeutend größeren Augen, durch einen wesentlich längeren Stachel, der mit deutlicher Rundung (bei *C. sulcata* winklig) in den Hintersaum übergeht, sowie durch das Fehlen der Wangenfurche und des Kieles.

Näher steht unserer Art eine Form der *Gattendorfia*-Stufe, deren Beschreibung von Rud. u. E. Richter zu erwarten ist. Gemeinsam ist beiden der schmale Außensaum und das Vorhandensein einer tiefen Wangenfurche, die ebenfalls in einen Stachel fortsetzt und diesen teilt. Unterscheidend ist das bei der Form der *Gattendorfia*-Stufe größere Kopfschild, die längeren Augen und die dem Außenrand genäherte (bei *C. sulcata* in der Mitte der freien Wange liegende) Wangenfurche.

Die Frage, zu welcher Untergattung die neue Art gehört, muß angesichts des Fehlens der Glabella noch offen bleiben.

Fundort. Mergelschiefer der tiefsten „Etroeungt-Schichten" am Weganschnitt westlich Kleff bei Langenberg.

***Typhloproetus mirkeanus* n. sp.**

Taf. 39, Fig. 9

Diagnose. Kopfschild niedrig, Glabella wenig verjüngt, mit Außenrandleisten.

Die Glabella mit dem rechten Wangenfeld eines neuen *Typhloproetus* liegt vor.

Das Kopfschild ist erheblich breiter als lang.

Die Glabella verjüngt sich nach vorn nur wenig und allmählich. Vom Wangenfeld ist sie durch eine lineare seichte, aber deutliche Naht geschieden, ohne von ihm abgesetzt zu sein, wie für die Gattung charakteristisch. Seitenfurchen sind nicht zu beobachten, möglicherweise aber vorhanden, da die Glabella ungünstig erhalten ist.

Die Wange wird von einem breiten gewölbten Außensaum begrenzt, der eine größere Anzahl Leisten trägt und durch eine tiefe Saumfurche vom übrigen Teil des Kopfschildes deutlich getrennt ist.

Der Hintersaum läuft seitlich in einen kurzen Stachel aus, der gleichfalls Leisten trägt. Ob auch der Außensaum an der Stachelbildung beteiligt ist, läßt sich infolge mangelhaften Erhaltungszustandes nicht entscheiden.

Das Tier war — wie bei der Gattung die Regel — blind. Spuren eines Auges sind nicht wahrnehmbar.

Die Gesichtsnaht beginnt im äußeren Viertel des Hintersaumes, der über den inneren, zur festen Wange gehörenden Abschnitt leicht überschoben ist, läuft dann in leichter Wellung auf die Mitte der Glabella zu, dieser jedoch fern bleibend, und zieht sich endlich in einem seitlich vorspringenden, nach außen konvexen Bogen, über den Außensaum fortschreitend, nach außen.

Verwechselungen unserer Art mit anderen Arten der Gattung dürften ausgeschlossen sein. Die anderen Formen unterscheiden sich entweder durch höhere Kopfschilder *(subcarinthiacus)*, durch erheblich verjüngte Glabella *(subcarinthiacus, gortanii)*, durch gestrecktere Gesichtsnaht *(schindewolfi, microdiscus;* bei *subcarinthiacus* verläuft sie ähnlich), oder durch das Vorhandensein der Außenrandleisten, ein Merkmal, das bisher bei anderen Arten der Gattung nicht angetroffen wurde.

Die Art liegt in einem unvollständigen Kopfschild aus den Oberen Cypridinenschiefern des Mirker Baches in Elberfeld vor. Es stammt aus einem hohen Niveau der Oberen Cypridinenschiefer, das von Paeckelmann bereits für Etroeungt gehalten wurde, nach der Trilobitenfauna jedoch zu Unrecht.

Cephalopoden

***Oxyclymenia* sp.**

Taf. 41, Fig. 1

In der Sammlung des Göttinger Geologischen Instituts befindet sich ein von Gallwitz gesammeltes Exemplar einer *Oxyclymenia*. Es stammt aus den Kalksandsteinen der Südwand des Crinoidenkalksteinbruches westlich Steinkothen.

Das Stück hat eine Breite von 2,3 cm. Der Nabel ist 1,3 cm breit, also sehr weit. Der weite Nabel in Verbindung mit der charakteristischen,

mehrfach erhaltenen Lobenlinie weisen auf *Oxyclymenia*. Der Windungsquerschnitt ist infolge geringer Verdrückung nicht sicher zu ermitteln. Nach dem Urteil von Professor Schmidt, der mir den Fund freundlicherweise sandte, liegt entweder *O. undulata* oder *O. linearis* vor. *O. undulata* würde *Wocklumeria-* oder obere *Laevigites*-Stufe bedeuten, während *O. linearis* nach Lange auf die *Wocklumeria*-Stufe beschränkt ist.

Im Clymenienlager von Bahnhof Isenbügel sammelte ich eine sehr große weitnabelige Clymenie. Da die Lobenlinie nicht zu beobachten ist, läßt sich nicht sagen, ob das Stück ebenfalls zu *Oxyclymenia* gehört. Ich bilde es ebenfalls ab.

Brachiopoden

Spirifer tornacensis Kon. var. *brachythyroides* n. var.

e. p. 1937 *Spirifer tornacensis* Paul, Transgression Viséstufe Nordr. Rhein. Schiefergeb., S. 77.

Diagnose. Ein *Spirifer* mit den Artmerkmalen von *Sp. tornacensis* mit in Rückbildung befindlicher Berippung, besonders auf Sattel und Sinus, und gerundeten Schloßrandecken.

An vorstehend angeführter Stelle wies ich auf das Vorkommen von Exemplaren des *Sp. tornacensis* in T_{II}-Schiefern bei Wasserfall und Hefel hin, deren Radialfaltung zugunsten einer mehr hervortretenden Anwachslamellierung brachythyrisartig rückgebildet ist. Die Seitenränder laufen, wie bei *Brachythyris*, gerundet auf den Schloßrand. Ich glaubte, die Erscheinung auf das kalkarme Milieu zurückführen zu sollen.

Bei meiner jetzigen Beschäftigung mit *Sp. tornacensis* aus dem bergischen Etroeungt finde ich, daß solche Stücke auch darin vorkommen, und zwar sind sie auf das Clymenienlager zwischen Scharpenhaus und der Halde Steinloch beschränkt. Bei Herberg fand ich eine Stielklappe, die etwa zwischen der Hauptform und ihrer neuen Varietät vermittelt.

Productus (Avonia) praelongus Sow.

Diese Art, die bereits durch Paeckelmann von verschiedenen Punkten des rechtsrheinischen „Etroeungt" bekannt gemacht wurde, ist sehr varietätenreich. Es seien im folgenden einige besonders häufige und charakteristische Spielarten beschrieben und benannt.

var. *bergica* n. var. Ich folge einem Manuskriptnamen von Kayser (cf. Paeckelmann, Product. deutsch. Unterkarb. S. 106). Diese Abart zeichnet sich durch bedeutende Größe, stark entwickelte, die ganze Schalenbreite bedeckende konzentrische Runzelung des hinteren Schalenteiles der Stielklappe und deutliche bestachelte Mittelrippe aus. Die Form ist in erheblichem Maße genikulat. Die konzentrische Runzelung ist oft sehr unregelmäßig und manchmal von zickzackartigem Verlauf. Vorkommen: Wasserfall, höchste „Etroeungt-Schiefer"; Sprung; Hefel; Kleff; Fell.

Typus: Das von Kayser (1882) Taf. II, Fig. 1 abgebildete Exemplar.

Die kräftige konzentrische Berippung des Visceralteiles der Stielklappe ruft die Erinnerung an Plicatifera hervor, bei der nicht selten auch eine mediane Rippe in der Stielklappe und entsprechende Furche in der Armklappe entwickelt ist. Sergunkowa (1937) hat dann auch die Art zu Plicatifera gestellt, meines Erachtens zu Unrecht, da als Hauptskulptur-

element doch wohl die aus Stachelpusteln hervorgegangene Radialberippung zu gelten hat. Andererseits ist durch die var. *bergica* eine immerhin beachtenswerte Hinneigung zu Plicatifera gegeben, und es ist durchaus nicht undenkbar, daß hier phylogenetische Zusammenhänge bestehen. Daß sich beide Gattungen nicht fern stehen, hat sich bereits aus der Diskussion von *Avonia concentrica* n. sp. (s. d.) ergeben. Wenn man dem Vorhandensein oder Fehlen einer Schleppe entgegen der Auffassung von Fredericks keinen großen systematischen Wert beimißt, ließe sich auch die Wurzel von Pustula am Gipfel des Stammes der älteren konzentrisch gefalteten Avonien vermuten.

var. *parva* n. var. Umriß langelliptisch. Größte Breite etwas unterhalb des Schloßrandes. Nicht genikulat, doch stark gewölbt, am meisten in der Nähe des Wirbels. Ohren sehr klein, niedergedrückt. Querprofil regelmäßig halbkreisförmig und stark gerundet, ohne Sinus. Nur in der Nähe des Stirnrandes leicht abgeplattet. Oberfläche mit zahlreichen sehr kurzen wenig verlängerten Stachelpusteln bedeckt. Bestachelung schwach, nur auf den Ohren dicht.

Vorkommen: Schopperfeld, Sprung, Schurk.

var. *platus*[3]) n. var. Breiter als lang, schwach gewölbt. Umriß halbkreisförmig, größte Breite am Schloßrand. Mitte erheblich abgeflacht. Ohren groß, in sanftem Bogen in den übrigen Schalenteil unmerklich übergehend. Wirbel wenig vorgezogen, jedoch deutlich. Oberfläche mit wenigen undeutlichen, diffusen Längsfalten bedeckt. Anwachsrunzelung nur auf den Ohren. Der Steinkern zeigt die diffus-längliche Punktierung der Gruppe.

Eine Stielklappe vom Bahneinschnitt nördlich Hahnholz. Abdruck und Steinkern.

Productus (Avonia) concentricus n. sp.

Taf. 39, Fig. 11—12

1931 *Productus (Krotovia)* sp. 1 aff. *kepserlingianus* Paeckelmann, Brachiop. deutsch. Unterkarb. 2, S. 86.

Diagnose. Lamellös-konzentrisch gestreift, mit Schleppe, diese radial berippt.

Als *Productus (Krotovia)* sp. 1 aff. *kepserlingianus* Kon. beschrieb Paeckelmann einen vereinzelten, sehr verdrückten Stielklappenabdruck aus den „Oolithzwischenschiefern" von Wasserfall, ohne eine Abbildung zu geben. Mir liegt aus den obersten Etroeungt-Schiefern dieses Fundpunktes, unmittelbar unter den Oolithen, ein reicheres Material von beiden Klappen vor. Es beansprucht insofern ein erhöhtes Interesse, als es die Merkmale von *Krotovia, Avonia* und *Plicatifera* in sich vereinigt, mithin eines der sehr seltenen Kollektivtypen darstellt. Nachdem ich die Gattung *Krotovia* bereits im tiefsten „Etroeungt" nachweisen konnte, schien das Auftreten von *Plicatifera* (u. a. Productinengattungen) im T_{II} unvermittelt. Zweifellos ist die Grenze T_I gegen T_{II} eine paläontologisch sehr scharfe, da an ihr die explosive Entfaltung neuer Productinengattungen stattfindet. Diese uns sprunghaft erscheinende Umformung im einzelnen zu verfolgen, hindert uns die praktische Fossilfreiheit der Oolithe. Die ersten Ansätze scheinen jedoch bis in die Schiefer unmittelbar unter den Oolithen zurückzureichen, deren Fossilführung darum eine erhöhte Aufmerksamkeit rechtfertigt.

[3]) πλάτος, Breite.

Von *Avonia concentrica* liegen mir insgesamt neun Einzelklappen vor, deren Beschreibung hier folgen soll.

Kleinwüchsig. Umriß querrektangular. Seitenränder auf Schloß- und Vorderrand senkrecht stehend, Schalenbreite daher an allen Punkten gleich. Breite des größten Exemplares 1,3 cm.

Stielklappe. Visceralteil schwach gewölbt, mit scharfer Biegung in die kurze Schleppe übergehend. Wirbel wenig hervortretend, schwach markiert. Ohren breit und flach, von der übrigen Schale undeutlich geschieden. Skulptur aus zahlreichen lamellösen Anwachsstreifen bestehend, die auf den Ohren ringartig akzentuiert sind. Oberfläche des Visceralteiles mit unregelmäßigen Stachelpusteln bedeckt, die kurz vor der Schleppe gelegentlich verlängert sind. Schleppe mit wenigen unregelmäßigen deutlichen Rippen versehen. Inneres der Schale mit kaum merklich verlängerten schief stehenden Wärzchen bedeckt.

Armklappe. Der Stielklappe entsprechend skulptiert. Visceralteil leicht konkav, Schleppe durch einen scharfen Knick von der Visceralschale getrennt.

Die lamellös-konzentrische Skulptur, die bei stärkerer Entwicklung den Charakter von Faltung erreicht, weist auf Beziehungen zu *Plicatifera,* insbesondere zu *P. lamellosa* Paul (Paul 1937, S. 83; Taf. 2, Fig. 2). Die konzentrische Faltung ist dort jedoch regelmäßiger. Der Umriß ist nahezu kreisförmig, und eine Schleppe ist nicht entwickelt. Außerdem sind die Stachelbasen vorn nicht verlängert.

Näher steht unsere Art der *Krotovia aculeata* (Mart.), mehr noch der ebenfalls querverlängerten *Krotovia kayserlingiana* Kon. (Koninck, Monogr. Prod. et Chon., S. 134; Taf. XIV, Fig. 6). Bei letzterer tritt jedoch die konzentrische Skulptur nicht annähernd in dem gleichen Maße hervor wie bei unserer Art. Dagegen nähert sie sich in diesem Merkmal der *Krotovia aculeata,* die aber wiederum in der Gestalt und dem Fehlen einer Schleppe abweicht. *Krotovia*-Merkmal ist bei unserer Art die Pustulierung des Visceralteiles.

Wenn wir uns entschlossen haben, sie bei *Avonia* unterzubringen, so deshalb, weil wir der Rippenskulptur der Stielklappenschleppe ausschlaggebenden generischen Wert beimessen möchten, ohne daß die Art dadurch ihren Charakter als Kollektivtypus einbüßen würde. Angesichts der wohlcharakterisierten Skulpturmerkmale erscheint eine Verwechselung mit irgendeiner anderen *Avonia*-Art ausgeschlossen.

Eine Armklappe, die ich am Bahnhof Isenbügel sammelte, hat den gleichen querrektangularen Umriß, eine kurze Schleppe und lamellös-konzentrische Skulptur. Stachelbasen sind ebenfalls unregelmäßig auf der Schale verteilt, jedoch auf den Visceralteil beschränkt. Die Schleppe ist anscheinend skulpturlos. Vielleicht handelt es sich um einen Vorläufer von *Avonia concentrica.*

Productella productoides (Murchison)

Taf. 39, Fig. 10; Taf. 40, Fig. 1

Synonymie (Auszug):

1840 *Orthis productoides* Murchison, Bull. Soc. géol. France, XI, S. 251; Taf. II, Fig. 7 a—c.

e. p. 1865 *Strophalosia productoides* Davidson, Brit. Devonian Brachiop., S. 98; non Taf. XIX, Fig. 13—21.

e. p. 1913 *Strophalosia productoides* Paeckelmann, Oberdevon Berg. Ld., S. 323.

Auf der Südseite des Angertales, zwischen Buchmühle und Haus Anger, sammelte ich neben zahlreichen Ophiuren, *Spirifer verneuili* und anderen oberdevonischen Brachiopoden eine *Productella,* die in großer Häufigkeit auftritt und ganze Schichtflächen erfüllt. Sie gehört in die Nähe der für das Etroeungt in Pilton-Fazies so bezeichnenden *Productella caperata* (Sow.) em. Pcк., von der sie sich jedoch in der Stielklappe durch ein Kleid weit auseinander stehender, nicht zur Verlängerung neigender Stachelpusteln, im Armklappeninnern durch im allgemeinen völliges Fehlen von radial angeordneten Skulpturelementen und allgemein anscheinend durch etwas kleineren Wuchs leicht unterscheidet. Diese so charakterisierte Form entspricht dem Typus von *Productella productoides* (Murchison), dessen Unterschiede gegenüber der *Productella caperata* Paeckelmann (Brachiop. deutsch. Unterkarb. 2, S. 62—63) klar herausgearbeitet hat.

Das mir vom Angertal vorliegende Material ist in Steinkernen und Abdrücken vorzüglich erhalten.

Umriß halbkreisförmig bis queroval, von mäßiger Größe (bis 3 cm breit).

Stielklappe. Schwach bis mäßig gewölbt. Längsprofil regelmäßig gerundet, Querprofil in der Mitte wenig gerundet, nach den Seiten zu steiler abfallend. Ohren groß, von der übrigen Schale nicht abgesetzt. Wirbel schwach vorgezogen, wenig markiert. Skulptur aus locker stehenden, wenig verlängerten Stachelpusteln bestehend, die nur gelegentlich in der Nähe des Vorderrandes eine gewisse Neigung zu Rippenbildung erkennen lassen. Anwachsstreifen kaum angedeutet. Nur selten finden sich zwischen Wirbel und Ohren Anwachsringe ausgebildet, die aber die Schalenmitte nicht erreichen. Bestachelung auf die Ohrengegend beschränkt, wo das Stachelkleid ziemlich dicht ist. Die Stacheln sind dünn, von erheblicher Länge. Sie können beinahe die Länge der Schale erreichen. Manchmal findet sich die Bestachelung auf die Seitenränder ausgedehnt. Die Area ist sehr schmal, kaum wahrnehmbar. Im Innern der Schale sind zwei längliche lappenförmige Muskeleindrücke zu erkennen. Schwach entwickelte, wenig zahlreiche, etwas verlängerte Poren sind über die ganze Schaleninnenseite verstreut.

Armklappe. Nicht merklich schwächer gewölbt als die Stielklappe, der Visceralraum daher eng. Skulptur ähnlich der der Stielklappe, jedoch im allgemeinen schwächer hervortretend. Während die radialen Pusteln der gegenüberliegenden Klappe auch im Steinkern ungeschwächt erkennbar sind, erscheint die Armklappeninnenseite fast glatt. Anwachsstreifung ist etwas kräftiger als auf der Stielklappe entwickelt. Die Area ist äußerst niedrig, schräg zur Längsachse der Schale gestellt. Im Gegensatz zur Stielklappe stehen die etwas verlängerten, in Radialreihen angeordneten Poren in der Armklappe sehr dicht. Im Steinkern erkennt man am Schloßrand zwei starke, kurze, unter mäßig stumpfem Winkel divergierende Cruralplatten. Das dünne Medianseptum beginnt erst etwas vor dem Schloßrand und endet kurz vor der Schalenmitte.

Productella productoides ist eine ausgesprochene Art des Oberdevon. Im Etroeungt hat sie sich bisher nicht gefunden. Ihre Begleitfauna besteht im Angertal (soweit die bisher allein untersuchten Brachiopoden auszusagen erlauben) nur aus typisch oberdevonischen Formen. Ihre Hauptverbreitung scheint in der Frasne-Stufe zu liegen. Obwohl der Fundpunkt nach der geologischen Karte im Etroeungt liegt, möchte ich diese Schichten ins Famennien stellen.

Productella angertalensis n. sp.

Taf. 40, Fig. 2, 2 a

Diagnose. Eine *Productella* mit wenigen dünnen, nicht verlängerten Stachelpusteln und kräftiger, dichter konzentrischer Runzelung.

Aus den Famenne-Schiefern des Sattelkopfes bei Haus Anger (Südhang des Angertales) liegt mir eine Stielklappe in Abdruck und Steinkern vor, die mit keiner der von Paeckelmann bekannt gemachten Productellen übereinstimmt und die ich in die Nähe von *Productella productoides* (Murch.) stellen zu sollen glaube.

Die Schale ist breiter als lang, kräftig gewölbt, mit undeutlichem, nur wenig über den geraden Schloßrand hervorragendem Wirbel. Ohren schmal, niedergedrückt. Eine Area ist nicht zu beobachten.

Die ganze Schale ist mit sehr dicht stehenden, deutlichen, unregelmäßigen konzentrischen Runzeln bedeckt. Auf 5 mm Schalenlänge kommen etwa 14 Runzeln.

Deutlich radial angeordnete Stachelpusteln von etwa 1,5 mm Länge bedecken ferner die Schale. Es sind etwa 50 Pustelreihen vorhanden. Die Stachelpusteln sind dünn und zeigen kaum Neigung zur Verlängerung.

Der Steinkern der Stielklappe ist mit Ausnahme einer etwa 5 mm breiten, durch einen deutlichen konzentrischen Wulst von der übrigen Schale geschiedenen Randzone und mit Ausnahme des Muskelfeldes mit zahlreichen diffusen Poren besetzt. Die Randzone ist deprimiert, was auf Schalenverdickung schließen läßt. Bedeckt wird die Randzone ebenfalls von Porenreihen, die aber erheblich feiner und zahlreicher sind als die der Schalenmitte.

Das Muskelfeld ist schwach radial gestreift.

Breite der Schale 38 mm, Länge 20 mm.

Armklappe nicht bekannt.

Productella angertalensis unterscheidet sich von *P. productoides* außer durch mehr in die Breite gezogene Gestalt und stärkere Wölbung vor allem durch den Besitz zahlreicher konzentrischer Runzeln. Die Radialskulptur ist bei beiden Arten ähnlich, jedoch anscheinend bei *P. angertalensis* schwächer entwickelt.

In den „Etroeungt-Schiefern" am Hang südöstlich Kickenau im Angertal fand ich zwei unvollständige Stielklappen in Abdruck und Steinkern, welche durch den Besitz von feinen konzentrischen Runzeln ausgezeichnet sind. Die Runzeln sind jedoch erheblich schwächer als bei *P. angertalensis*. Außerdem fehlt die Radialskulptur dieser Art. Die Schale ist ferner annähernd gleich lang wie breit. Ich möchte die Form von Kickenau als *Productella* n. sp. aff. *angertalensis* bezeichnen. In den Wölbungsverhältnissen stimmt sie gut zu *P. kayseri* Paeckelmann, die aber eine in die Breite gezogene Gestalt und schwächere konzentrische Skulptur besitzt. Es ist möglich, daß *P.* n. sp. aff. *angertalensis* als Vorläuferin von *P. kayseri* anzusehen ist.

Productella caperata (Sow.) em. Paeckelmann

1931 *Productella caperata* Paeckelmann, Product. deutsch. Unterkarb., S. 62; Taf. 2, Fig. 6—8, 10—11; Taf. 3, Fig. 1—4.

1931 *Productella caperata* var. *radiata* Paeckelmann, ibid., S. 67; Taf. 3, Fig. 6—11 (12).

1931 *Productella caperata* var. *globosa* Paeckelmann, ibid., S. 66; Taf. 3, Fig. 5 a—c.

Paeckelmann hat die in Rede stehende Art eingehend beschrieben und ihre Unterschiede gegen *P. productoides* diskutiert. Sie ist im rechtsrheinischen „Etroeungt" an zahlreichen Stellen recht häufig. Einige durch konstante Merkmale ausgezeichnete ähnliche Formen hat Paeckelmann als besondere Arten abgetrennt.

Nach Ausscheidung dieser bleibt bei *Productella caperata* noch eine große Zahl in den Extremen recht verschiedener Formen, von denen Paeckelmann nur seine var. *radiata* und *globosa* hervorgehoben hat. Die var. *radiata* zeichnet sich durch besonders lange, rippenartige Stachelpusteln aus. Nach meinen erneuten Untersuchungen an einem recht umfangreichen Material sehe ich, daß die Varianten eines Fundpunktes (und eines Horizontes) in der Skulptur recht konstant sind. Insbesondere erscheint mir die Stärke der Rippen sowie damit zusammenhängend auch ihre Zahl keineswegs so kontinuierlich zu variieren, wie Paeckelmann das annahm. Ich möchte aus diesem Grunde weitere Formen unter besonderen Namen hervorgehoben wissen. Dabei ist die Länge der Stachelpusteln zweifellos ein kontinuierlicher Variation unterliegendes Merkmal, und die durch rippenartige Pusteln ausgezeichneten Formen sind durchaus als Varietäten zu betrachten. Höherer systematischer Wert scheint nach meinen Erfahrungen dagegen der Rippendichte zuzukommen. Die in diesem Merkmal gegebenen morphologischen Unterschiede dürften den systematischen Rang von Unterarten beanspruchen. Ich gelange damit zu folgender Gliederung der Art:

1. *Productella caperata caperata.* Holotyp das Original bei Sowerby, das Davidson Taf. XIX, Fig. 13 reproduziert hat. Stachelpusteln dick, nicht verlängert.
   1 a. *Productella caperata caperata* var. *radiata* (Paeck.). Lectotyp Paeckelmann, Taf. 3, Fig. 8. Stachelpusteln dick, rippenartig verlängert.
2. *Productella caperata paeckelmanni* n. subsp. Lectotyp Paeckelmann, Taf. 2, Fig. 8. Stachelpusteln dünn, nicht verlängert.
   2 a. *Productella caperata paeckelmanni* var. *radiata* (Paeck.). Lectotyp Paeckelmann, Taf. 3, Fig. 7. Stachelpusteln dünn, auf der vorderen Schalenhälfte rippenartig verlängert.

Die var. *globosa* (Paeck.) ist sinngemäß einzuordnen.

Die bei Paeckelmann abgebildeten Formen verteilen sich auf die vorstehend unterschiedenen wie folgt:

1. Taf. 2, Fig. 7, Fig. 10, Fig. 11; Taf. 3, Fig. 1, Fig. 2.
1 a. Taf. 3, Fig. 8, Fig. 9, Fig. 11.
2. Taf. 2, Fig. 6, Fig. 8; Taf. 3, Fig. 4, Fig. 6.
2 a. Taf. 3, Fig. 7, Fig. 10.

Productella steinhagei n. sp.

Taf. 39, Fig. 8, 8 a

Diagnose. Armklappe schwach gewölbt, konzentrisch gerunzelt, Stachelpusteln dünn, nicht verlängert, mit bloßem Auge nicht wahrnehmbar.

Herr Franz Steinhage in Velbert, der auch sonst im Unterkarbon des Velberter Sattels eifrig gesammelt hat, fand bei Wasserfall in den höchsten Etroeungtschiefern Abdruck und Steinkern einer Armklappe, die keiner der bisher bekannten Productellenarten angehört und die ich nach ihrem Entdecker benennen möchte.

Umriß halbkreisförmig, größte Breite (3 cm) am Schloßrand. Schalenwölbung sehr gering. Skulptur aus verhältnismäßig dicht stehenden, runzeligen Anwachslamellen bestehend. Die Bestachelung war ziemlich dicht, die Stacheln dünn. Dünne Pusteln von mäßiger Länge bedecken gleichmäßig die Schale, ohne Rippen zu bilden. Sie sind nur unter der Lupe wahrnehmbar. Eine Area ist nicht erkennbar, vielleicht auch nicht vorhanden. Steinkern mit dünnem Medianseptum, das bis zur Mitte der Schale reicht. Zahnplatten nicht vorhanden.

Nach der Skulptur ist die Armklappe eine *Productella*. Das anscheinende Fehlen einer Area in Verbindung mit der Reduktion der Zahnstützen weist auf nahe Beziehungen zu *Productus* s. l. Damit erweist sich unsere Art konvergent zu der in den gleichen Schichten bei Wasserfall häufigen *Productella ultima* Paeckelmann. Diese dürfte aber mit Abschluß des T_I erlöschen, während *P. steinhagei* entweder unter gänzlichem Verlust seiner schwachen Radialornamentik zu *Plicatifera,* oder wahrscheinlicher unter Modifikation derselben zu *Pustula* überzuleiten scheint.

Eine Verwechselung mit anderen Arten ist nicht leicht möglich. „*Productella* n. sp. α" Paeckelmann (Brachiop. deutsch. Unterkarb. 2, S. 59; Taf. 2, Fig. 4), die ihr am nächsten kommt, ist gleichfalls schwach gewölbt, besitzt aber deutlich schwächere Anwachsrunzelung. Die Stachelbasen sind nicht so stark verlängert wie bei *P. steinhagei.* Allerdings beziehen sich diese Unterschiede auf verschiedene Klappen. Die Stielklappe der von Paeckelmann beschriebenen Art besitzt eine schmale Area.

Orthotetes n. sp.

Taf. 39, Fig. 1, 1 a

Nördlich Roßdelle fand ich einen unvollständigen Steinkern dieser seltenen Gattung, von der aus dem deutschen Etroeungt bisher nur eine Art bekannt war.

Breiter als lang. Wölbung unregelmäßig: in der Wirbelgegend flach, Schalenmitte konvex, vorderer Schalenabschnitt im gleichen Maße konkav. Anwachsstreifen fehlen. Rippen nicht ganz geradlinig verlaufend, scharf, breite und flache Zwischenräume zwischen sich frei lassend. Vermehrung der Rippen durch Einschaltung. Zahl der Rippen auf 5 mm Schalenbreite in 11 mm Entfernung vom Wirbel = 13.

Das schmale Medianseptum ist 3 mm lang und erreicht den Wirbel nicht ganz. Die Zahnplatten sind dünn, lang und bilden mit dem Medianseptum einen Winkel von etwa 40^0.

Derbyia steinhagei n. sp.

Taf. 39, Fig. 4, 5, 6, 7

Diagnose. Großwüchsig, Stielklappe konkav-konvex, Armklappe konvex, Zahl der Rippen auf 5 mm Vorderrandbreite = 8 (bis 10).

In Schicht 17 des Profiles von Cromford bei Ratingen sammelte Herr Steinhage eine Anzahl wohlerhaltener Exemplare einer großen *Derbya*, die sich von *D. kayseri* Gallwitz durch bedeutende Größe, regelmäßige konkav-konvexe Wölbung der Stielklappe und gröbere Berippung unterscheidet.

Großwüchsig. Umriß halbkreisförmig bis trapezoidal. Größte Breite am Schloßrand.

Stielklappe. Hintere Schalenhälfte flach bis schwach konvex, vordere merklich konkav, etwas buckelig. Schloßrand einen sehr stumpfen Winkel bildend. Area etwa 6 mm hoch, mit der Längsachse der Schale einen Winkel von etwa 45° bildend. Delthyrium breit, Spitzenwinkel des Delthyriums 90°, anscheinend unverschlossen. Die Area ist scheinbar glatt. Etwaige Streifung dürfte in dem groben Sediment jedoch nicht konservierbar sein. Auf dem Steinkern treten die Muskeleindrücke kräftig hervor. Sie sind jedoch nach den Seiten und nach vorn nicht deutlich begrenzt. Das zwischen ihnen gelegene starke Medianseptum ist von mäßiger Länge. Es beginnt in 7 mm Entfernung vom Wirbel und erreicht die Schalenmitte nicht. Die Skulptur besteht aus wenigen, meist undeutlichen, aber über die ganze Schale verfolgbaren Anwachsringen, die dem Vorderrand und den Seitenrändern der Schale annähernd parallel laufen, und feinen Fadenrippen. Diese sind gerundet und lassen einen etwas größeren Zwischenraum zwischen sich frei als ihre Breite beträgt. Die Vermehrung der Rippen geschieht durch Einschaltung in verschiedener Höhe. Die Sekundärrippen erreichen nicht sehr schnell die Stärke der primären. Auf 5 mm Schalenbreite kommen 8 bis 10 Rippen.

Armklappe. Mäßig konvex gewölbt, mit sanften Buckeln. Die Seiten sind etwas flacher als die Schalenmitte. Am Wirbel sind zwei ganz kurze, kräftige Cruralplatten zu erkennen, die unter einem sehr stumpfen Winkel divergieren. Die Berippung entspricht derjenigen der gegenüberliegenden Klappe.

Maße:

Nr.	Länge mm	Breite mm	Zahl der Rippen auf 5 mm Vorderrandbreite
1	35	50	8
2	36	50	8
3	50	73	8
4	45	62	9
5	50	70	6
6	50	70	8

Die Unterschiede gegenüber *D. kayseri* sind oben bereits angegeben. *Derbya gigantea* Thomas (Brit. Carb. Orthot., S. 120) hat eine regelmäßig konkave Stielklappe und ein längeres und kräftigeres Medianseptum. *D. depressa* Demanet (Brachiopodes Dinantien Belgique I, S. 89) ist, nach den Abbildungen zu urteilen, weniger dicht berippt. Im übrigen scheinen, soweit die unzureichende Beschreibung bei Demanet zu schließen erlaubt, beide Arten sehr ähnlich.

Derbyia montana n. sp.

Taf. 39, Fig. 3

Diagnose. Kleinwüchsig, wenig gewölbt, grobrippig.

Am Bahnhof Isenbügel sammelte Herr Steinhage einen Stielklappensteinkern einer neuen *Derbyia,* die sich von *D. kayseri* Gallwitz durch geringere Schalenwölbung und gröbere Berippung unterscheidet.

Umriß halbelliptisch, in die Länge gezogen. Größte Breite unterhalb des Schloßrandes. Area anscheinend schmal, steil. Anwachsstreifen schwach, den Rändern parallel. Die Schalenwölbung ist ungleichmäßig: die linke Schalenhälfte ist schwach konvex, die rechte flach. Die Radialskulptur besteht aus feinen gerundeten Fadenrippen, deren Zwischenräume ebenso breit sind wie die Rippen. Feine Sekundärrippen schalten sich in verschiedener Höhe in großer Zahl ein. Diese erreichen die Stärke der Primärrippen nur sehr langsam. Das sehr kurze Medianseptum erreicht die Wirbelspitze nicht ganz.

Armklappe unbekannt.

Derbyia montana n. sp. ist vermutlich spezifisch ident mit *D.* sp. Gallwitz (Brachiop. deutsch. Unterkarb. 3, S. 100). Die kurze Beschreibung läßt eine Entscheidung nicht zu.

Stromatoporen

Clathrodictyon aquisgranense Dantz

1893 *Clathrodictyon aquisgranense* Dantz, Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Bd. 45; Taf. XXVIII, Fig. 1 a u. b.

Bei Ratingen sammelte ich in verschiedenen Horizonten des E_α dünnstreifige bis knollige Stromatoporen von verschiedenen äußeren Dimensionen, die mit der von Dantz aus den Aachener Comblain-au-Pont-Schichten beschriebenen Form ident sind, wie sich an Hand von Vergleichsstücken ergab.

Die Streifen haben eine Dicke von wenigen Zentimetern, die Knollen eine solche von bis 8 cm. Knollen kommen jedoch sehr selten vor, wie bei Aachen. Ich habe sie am rechten Niederrhein nur in dem Steinbruch südlich des jetzt trockengelegten Angerteiches beobachtet. Die Streifen sind verhältnismäßig regelmäßig, wenig gewölbt, meist mehr oder weniger eben, von geringer, die Höhe der Kolonie jedoch um ein Mehrfaches übertreffender Ausdehnung. Seitlich verjüngen sie sich nur langsam.

Im Vertikalschnitt erkennt man parallele, kräftige, dichte Horizontallamellen, von denen 3 bis 4 auf 1 mm kommen. Nicht ganz selten findet Teilung der Lamellen statt. Die Sekundärlamellen erreichen den Abstand der primären nicht und vereinigen sich in einiger Entfernung wieder mit der Mutterlamelle. Die Vertikalpfeiler, deren durchschnittlich etwa 3 auf 1 mm kommen, folgen in unregelmäßigen Abständen aufeinander, sind stark, von schiedener Dicke und meist mit breiter Basis und erheblich verjüngter Spitze. Sie gehen nie über einen Interlamellarraum hinaus, hingegen füllen sie manchmal die ganze Ausdehnung des Interlamellarraumes nicht aus. Mit den Horizontallamellen bilden die Pfeiler im allgemeinen einen rechten Winkel. Nicht selten erreichen die Pfeiler die Breitenausdehnung eines gewöhnlichen Zellularraumes.

Im Horizontalschnitt bilden die Laminae breite Mäander. Die Vertikalelemente erscheinen als dicke, kurze, kommaförmige bis wurmförmige Gebilde von stets geringerer Breite als die Horizontallamellen.

In einem Falle (Steinbruch südlich des Angerteiches) ist eine rugose Koralle von der Stromatopore umwachsen.

Bei schlechter Erhaltung (starker Rekristallisation) erscheinen Laminae und Pfeiler ineinander zu verfließen, so daß man glaubt, eine andere Art vor sich zu haben.

Clathrodictyon ratingense n. sp.

Taf. 41, Fig. 6, 6 a

Diagnose. Kolonie breit und hoch, wenig unduliert. Laminae und Pfeiler dünn, 3—4 Lamellen auf 1 mm, 3—4 Pfeiler auf 1 mm. Verzweigung der Lamellen und schnelle Wiedervereinigung. Astrorhizen fehlen?

In der Kalkfolge 16 des Ratinger Etroeungt-Profiles fand ich eine 5 cm dicke Kolonie von größerer Ausdehnung. Sie besteht aus parallelen Lamellen, die nur wenig und weitspannig unduliert sind.

Im Vertikalschnitt beobachtet man dünne, fadenförmige, ebene bis schwach wellige, parallele Lamellen, die nur selten dichotomieren und sich schnell wieder mit der Mutterlamelle vereinigen. Auf 1 mm Höhe der Kolonie kommen 3—4 Lamellen. Die Pfeiler sind dicker als die Lamellen, dicht und mehr oder weniger vertikal zur Lamellarrichtung angeordnet. Schiefstellung der Pfeiler bis zu einem bestimmten, jedoch nie erheblichen Grade ist am häufigsten. Die Pfeiler erstrecken sich meist von einer Lamelle zur anderen. Häufig erreichen sie aber die nächste Lamelle nicht und enden unvermittelt inmitten der Interlamellarräume. In beiden Fällen bleibt ihre Dicke konstant. Bisweilen kommt es auch vor, daß sich ein Pfeiler über mehr als einen Interlamellarraum erstreckt; er endet dann gewöhnlich inmitten des folgenden. Eine Verdickung tritt am Berührungspunkte von Pfeiler und Lamelle auch in solchen Fällen nicht ein. Auf 1 mm Koloniebreite zählt man 3—4 Pfeiler. Entsprechend der etwas schiefen Stellung der Vertikalpfeiler sind die durch Lamellen und Pfeiler gebildeten Kammern unregelmäßig vierseitig. Ein Gewebe, das die benachbarten Pfeiler verbindet, habe ich nicht feststellen können. Es mag aber von der starken Rekristallisation, die im ganzen Koloniekörper stattgehabt hat, zerstört worden sein.

Im Tangentialschnitt erscheinen die Horizontallamellen als unregelmäßige, gerundet-wellige dicke Linien von feinem Korn, die sich um rundliche, geschlossene Linien gruppieren. Die Vertikalpfeiler bilden dichte, gewundene, hieroglyphenartige Linien, die entweder auf längere Erstreckung zusammenhängen oder nach kurzer Entfernung plötzlich abreißen. Dazwischen beobachtet man zahlreiche punkt- bis kurz stielförmige Pfeilerdurchschnitte, die offenbar von kurzen, weniger als eine Interlamellarbreite langen Pfeilern herrühren. Astrorhizen sind anscheinend nicht vorhanden.

Von *Clathrodictyon aquisgranense* Dantz, mit dem es hinsichtlich des Abstandes der Horizontallamellen übereinstimmt, unterscheidet sich unsere Art durch bedeutendere Größe der Kolonie, feinere und dichte Skelettelemente und etwas schief stehende Pfeiler.

Clathrodictyon sp.

Bei Müllerbaum (Schicht 4) kommt ein *Clathrodictyon* vor, das aus dünnen, stark gewellten Streifen besteht, die mit unregelmäßigen Höckern versehen sind und bisweilen Apophysen in das umgebende Gestein entsenden.

Die Laminae sind dünn; es kommen 4—5 auf 1 mm. Die Pfeiler sind im allgemeinen gleichfalls dünn, verdicken sich aber gelegentlich bedeutend. Manchmal gehen sie über die Länge eines Interlamellarraumes hinaus, oft fällt ihre Länge nicht mit der Ausdehnung des Interlamellarraumes zusammen.

Zu näherer als generischer Bestimmung reicht das vorhandene Material nicht aus. Von den beiden vorstehend beschriebenen Formen ist die Art von Müllerbaum deutlich verschieden. Von beiden unterscheidet sie sich durch zahlreichere Horizontallamellen auf den gleichen Abstand und durch erheblichere Undulation derselben. Die dünnen Skelettelemente hat sie mit *C. ratingense* gemeinsam, die Pfeiler stehen bei *C.* sp. jedoch im allgemeinen vertikal auf den Laminae, in welchem Merkmal sie mit *C. aquisgranense* übereinstimmt, dem gegenüber sie sich aber wiederum durch nur gelegentlich verdickte Pfeiler unterscheidet.

Bemerkung

Dem Fernerstehenden möge die nachfolgende Tabelle über die systematische Stellung der im Etroeungt und den Angertalschichten des Bergischen Landes auftretenden Brachiopodengattungen Aufschluß geben:

Brachiopoda articulata

Ordnung Strophomenacea

Familie Orthidae

Schizophoria
Dalmanella
Rhipidomella
Subgenus *Thiemella*

Familie Orthotetinae

Orthotetes
Orthotetina
Streptorhynchus
Subgenus *Schuchertella*
Derbya

Familie Strophomenidae

Leptaena

Familie Productidae

Unterfamilie Productinae

Productella
Productus
Subgenus *Krotovia*
Subgenus *Avonia*
Subgenus *Buxtonia*

Unterfamilie Chonetinae

Chonetes
Subgenus *Chonetes* s. str.
Subgenus *Tornquistia*
Subgenus *Semenowia*
Subgenus *Plicochonetes*

Ordnung Spiriferacea

Familie Spiriferidae

Spirifer
Subgenus *Spirifer*
Subgenus *Cyrtospirifer*
Subgenus *Spinocyrtia*
Ambocoelia

Familie Athyridae

Athyris
Cleiothyris

Ordnung Rhynchonellacea

Terebratuloidea
Pugnax

H. Schriften

Carpentier, A.: Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France. — Mém. Soc. géol. Nord, **7**, T. 2. 1913.

Dantz, C.: Der Kohlenkalk der Umgebung von Aachen. — Z. deutsch. geol. Ges., **45**, S. 594. 1893.

v. Dechen, H.: Orographisch-geognostische Übersicht des Regierungsbezirkes Düsseldorf. — 1864.

Dehée, R.: Description de la Faune d'Etroeungt. Faune de passage du Devonien au Carbonifère. — Mém. Soc. géol. France, N. Sér., **5**, fasc. 2. 1929.

Delépine, G.: Sur la présence de *Cymaclymenia camerata* Schindewolf, dans la zone d'Etroeungt à Semeries (Nord de la France). — Ann. Soc. géol. Nord, **54**, S. 99—103. 1929.

Drevermann, F.: Über eine Vertretung der Etroeungt-Stufe auf der rechten Rheinseite. — Z. deutsch. geol. Ges., **54**, S. 480—524. 1902.

Frech, F.: Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **37**, S. 21—130. 1885.

Frech, F. & v. Arthaber, G.: Über das Paläozoicum in Hocharmenien und Persien. — Beitr. Paläontol. u. Geol. Österr.-Ung. usw., **12**, S. 161—308. 1900.

Fredericks, G.: The Fauna of the Kyn limestone in the Urals. — Bull. Com. géol., **48**, S. 87—136. Leningrad 1929.

Gallwitz, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbongrenze des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 487—527. 1928.

— : Die Fauna des deutschen Unterkarbons 3, T. 2. Die Orthiden, Strophomeniden und Choneten des Unteren Unterkarbons (Etroeungt). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **141**, S. 75. 1932.

Gorsky, I.: Some Coelenterata from the Lower Carboniferous Beds of the Nowaya Zemlya. — Trans. Arctic Inst., Nr. 28. Leningrad 1935.

Gosselet, J.: L'Ardenne. — Mém. Carte géol. détaillée France. — Paris 1888.

Henke, W.: Exkursionsführer durch die Attendorn—Elsper Doppelmulde. — Ber. niederrhein. geol. Ver. Bonn, S. 1—24. 1912.

Höninghaus, Fr. W.: *Calymene macrophthalma* von Cromford bei Ratingen im Herzogtum Berg. — Das Gebirge in Rheinland-Westfalen, herausgeg. v. Nöggerath. Bonn 1822—1826.

Jarosz, J.: Studien über das Krakauer Devon. I.: Das obere Famennien in der Umgebung von Debnik. — Bull. Acad. Sci. Cracovie, Cl. Sci. math. et natur., Sér. B, S. 85—130. 1918.

— : Der gegenwärtige Zustand der Forschungen über die Stratigraphie des Devons und des Unterkarbons in der Umgebung von Krakau. — III. Rocznika Polski Towarzystwa Geol. w Krakowie rok 1925, S. 1—78. 1926. Poln. m. deutsch. Zusammenfassung.

Kayser, E.: Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devon. IV. Über die Fauna des Nierenkalks vom Enkeberg und der Schiefer von Nehden bei Brilon, und über die Gliederung des Oberdevon im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **25**, S. 602. 1873.

— : Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Culm am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1881, S. 51—91. 1882.

Kratz: Das Unterkarbon von Ratingen bis Aprath. — Glückauf, Essen, **45**, S. 729. 22. 5. 1909.

Kühne, F.: Die Gastropoden des deutschen Unterkarbons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **122**, S. 93. 1930.

Laverdière, J. W.: Contribution à l'étude des terrains paléozoiques dans les Pyrénées Occidentales. — Mém. Soc. géol. Nord, Nr. 2. 1931.

Le Maître, Mlle. D.: Description des Stromatoporoides de l'Assise d'Etroeungt. — Mém. Soc. géol. France, N. Sér., **9**, fasc. 1, Nr. 20. 1933.

Liebus, A.: Die Fauna des deutschen Unterkarbons. 3. T. 3.: Die Foraminiferen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **141**, S. 133. 1932.

Menchikoff, N.: Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. — Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., **3**, fasc. 2. 1930.

Nekhoroshev, B.: Die Fauna des deutschen Unterkarbons. 3. T. 1. Die Bryozoen des deutschen Unterkarbons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **141**, S. 1. 1932.

Neltner, L.: Sur la présence au Maroc de la zone d'Etroeungt. — C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 3, S. 40—41. 1929.

Paeckelmann, W.: Das Oberdevon des Bergischen Landes. — Abh. k. preuß. geol. L.-A., N. F. **70**. 1913.

— : Oberdevon und Unterkarbon der Gegend von Barmen. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, T. 2, S. 52—147. 1921.

— : Über das Oberdevon und Untercarbon des Südflügels der Herzkamper Mulde auf Blatt Elberfeld. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1921, **42**, S. 257 bis 306. 1922.

— : Bemerkungen zu O. H. Schindewolf's „Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres". — Cbl. Min. usw., Jg. 1922, S 578 bis 587. 1922. [1922a.]

— : Das Devon und Karbon der Umgebung von Balve i. Westf. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. 51. 1924.

— : Erläuterungen zu Blatt Velbert der Geologischen Karte von Preußen usw. — 1928.

— : Die Brachiopoden des deutschen Unterkarbons. I. Die Orthiden, Strophomeniden und Choneten des Mittleren und Oberen Unterkarbons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **122**, S. 143. 1930.

— : Die Brachiopoden des deutschen Unterkarbons. II. Die Productinae und Productus ähnlichen Chonetinae. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **136**. 1931.

Paeckelmann, W.: Über den Nachweis der *Wocklumeria*-Zone im Oberdevon des Bergischen Landes. — Sber. niederrhein. geol. Ver. Bonn, 1931, S. C. 1—5. 1931. [1931 a.]

Paeckelmann, W. & Schindewolf, O. H.: Die Devon-Karbon-Grenze. — C. R. deuxième Congr. Strat. Carb. Heerlen, **2**, S. 703—714. 1937.

Paul, H.: Die Transgression der Viséstufe am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **179**. 1937.

— : The Relationship of the Pilton beds of North Devon to their Equivalents on the Continent. — Geol. Mag., **74**, S. 433—442. 1937. [1937 a.]

— : Vergleich des nordwestdeutschen Unterkarbon mit dem belgischen. — C. R. deuxième Congr. Strat. Carb. Heerlen, **2**, S. 745—764. 1937. [1937 b.]

Richter, R. & E.: Die letzten Phacopidae. — Bull. Mus. r. Hist. natur. Belg., **9**, Nr. 21, S. 1—19. 1933 .

Schindewolf, O. H.: Über Fossley, Etroeungt und verwandte Fragen. Eine Erwiderung an Herrn W. Paeckelmann. — Cbl. Min. usw., S. 214—221, 246—254. 1923.

— : Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 88—133. 1926.

— : Die Liegendgrenze des Carbons im Lichte biostratigraphischer Kritik. — Congr. Strat. Carb. Heerlen, 1927, S. 651—661. 1928.

— : Problems of Devon-Carbonic boundary. — Pan-Amer. Geol., **60**, S. 228. 1933.

— : Probleme der Devon-Karbon-Grenze. — Rep. int. geol. Congr. Washington 1933, S. 1—10. 1935.

Schmidt, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, T. 1, S. 254—339. 1921.

— : Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. 93—171. 1924.

— : Der Kellerwaldquarzit. Mit einer Beschreibung seiner Fauna und der aus der Tanner Grauwacke. — Geol. u. paläontol. Abh., N. F., **19**, H. 5. Jena 1933.

Schmidt, W. E.: Die Echinodermen des deutschen Unterkarbons. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **122**, S. 1. 1930.

Schriel, W.: Die Tanner Grauwacke des Unterharzes. — Paläobotanischer Teil von W. Gothan. Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 302—331. 1928.

Scupin, H.: Die Spiriferen Deutschlands. — Paleontol. Abh., N. F. **4**, H. 3. Jena 1900.

Sergunkowa, O. I.: Brachiopods from the Lower Tornaisian and Etroeungtian beds in the western part of the Talassoc Alatau Range (Tian-Shan). — Komitet Nauk Usjekskoi Sowjetskoi Sozialistitschjeskoi Republiki, 39 S. Taschkent 1937.

Thomas, I.: The British Carboniferous Orthotetinae. — Mem. geol. Surv. Great Britain, Paleontol., **1**, T. 2, S. 83—134. 1910.

Whidborne, G. F.: A Monograph of the Devonian Fauna of the South of England. **3.** The Fauna of the Marwood and Pilton beds. — Palaeontogr. Soc. London 1896—1898.

Wunstorf, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw., Blatt Kettwig. 1931.

Zimmermann, E.: Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels im Süden des westfälischen Carbons. — Jb. k. preuß. geol. L.-A. f. 1909, **30**, S. 369—432. 1910.

Urschrift eingegangen am 13. August 1938

Druckauftrag erteilt am 26. September 1939

Mineralogische Untersuchungen zur Silikosefrage

(Nachweis der Auflösung von Quarz im menschlichen Körper)

Von Johann Heinrich Hellmers und Hans Udluft,
Geologische Landesanstalt, Berlin

Tafel 43 bis 48 und 1 Abbildung

Inhalt

Seite

A. Die Untersuchung der Lunge eines Flußspat-Bergmannes 727
B. Die Untersuchung der Lunge eines Steinkohlen-Bergmannes 730
I. Die Veraschungsmethode 730
II. Die HNO_3-Methode nach Jones (1935) 733
III. Die H_2O_2-Methode nach Sundius, Bygden & Bruce 736
IV. Die Fäulnismethode 738
V. Die Verdauungsmethode 739
VI. Die Untersuchung nach Debye-Scherrer 741
VII. Diskussion über den Phosphatgehalt 741
C. Die Mineralien der Arbeitsstätte 742
D. Vergleiche und Folgerungen 743
E. Zusammenfassung 751
F. Schriften 752

A. Die Untersuchung der Lunge eines Flußspatbergmannes

Vom mineralogischen und geologischen Standpunkt aus haben wir uns in den letzten Jahren im Zusammenhang mit Silikoseerkrankungen mit der Frage der mineralogischen Staubbestimmung und der speziellen Schädlichkeit der einzelnen Mineralien befaßt. Wir haben dabei an verschiedenen Stellen zu einzelnen Fragen Stellung genommen und kürzlich (1937) eine vergleichende mineralogische Untersuchung einer Bergmannslunge durchgeführt. Bei dieser Veröffentlichung ist es uns aus technischen Gründen nicht möglich gewesen, unser gesamtes Material, insbesondere die mikrophotographischen Aufnahmen zu bringen. Wir wollen deshalb im folgenden unsere bisherigen Mitteilungen durch dieses ergänzen und unter Bezugnahme auf die übrige Literatur ein abgerundetes Bild von unserem Standpunkt aus geben.

Im Zusammenhang mit den Arbeiten des Unterausschusses für die Flußspatsilikose der Deutschen Gesellschaft für Arbeitsschutz ist auch die Frage aufgeworfen worden, inwieweit andere Mineralien (hier Flußspat) auf den Verlauf der Silikose verschlimmernd oder sie allein verursachend einwirken

könnten, oder aber ob, wie Nicol (1935) annimmt, eine spezielle Wirkung von sekundär, bei trockenem Bohren frei gewordenem Fluor oder freier Flußsäure möglich ist. Nicol hatte chemische und spektroskopische Untersuchungen seinen Ausführungen zugrunde gelegt, jedoch keine mineralogische Lungenuntersuchung. Er sandte uns deshalb ein kleines Stück der Lunge eines an Silikose verstorbenen Flußspatbergmannes und bat uns, seine Untersuchung in mineralogischer Hinsicht zu ergänzen.

Da es uns besonders darauf ankam, die in der Lunge vorhandenen Mineralteilchen ohne jede Veränderung zu erhalten, zersetzten wir sie durch Verfaulenlassen. Zur Kontrolle veraschten wir außerdem ein kleines Stück der Lunge und verglichen beide Rückstände miteinander unter dem Mikroskop. Es ergab sich dabei folgender bemerkenswerte Unterschied im Ergebnis der beiden Aufbereitungsverfahren:

Der Rückstand der verfaulten Probe enthielt nämlich in der Hauptsache oder fast ausschließlich Flußspat, während die veraschte Probe, die nur von einem Zehntel der Substanz der Lunge herrührte, trotzdem einen erheblich größeren Aschenrest als die erstuntersuchte ergab, der erhebliche Mengen von SiO_2 in der Form von anscheinend beim Glühen neugebildetem, aus kolloidaler Substanz hervorgegangenem Quarz neben ganz wenig Flußspat enthielt. (Auf die genaueren Bedingungen der Umwandlung der Kieselsäure beim Glühen werden wir noch zurückkommen.)

Von dem Mineralrückstand, der durch das Verfaulenlassen der Lunge gewonnen war, haben wir eine Anzahl von Mikroaufnahmen angefertigt, von denen wir einige charakteristische auf Taf. 43, Fig. 1—4 und Taf. 44, Fig. 1 u. 2 bringen. Zur photographischen Aufnahme betteten wir das Mineralpulver zur Feststellung des Anteils einerseits an Flußspat und andererseits an Orthoklas, Plagioklas und Quarz in Nelkenöl ein.

Tabelle 1

Substanz	Brechungsexponent
Flußspat	1,434
Orthoklas	$\alpha = 1{,}518$, $\beta = 1{,}524$, $\gamma = 1{,}526$
Nelkenöl	1,529
Oligoklas	$\alpha = 1{,}539$, $\beta = 1\,543$ $\gamma = 1{,}547$
Quarz	$\omega = 1{,}544$, $\varepsilon = 1{,}553$

Nach Tabelle 1 liegt der Brechungsexponent von Flußspat ganz erheblich unter dem des Nelkenöls, der des Orthoklases nur sehr wenig tiefer und der des Quarzes und der sauren Plagioklase (Oligoklase) deutlich höher. Der Flußspat wird sich also aus dem Einbettungsmittel stark herausheben (ein hohes Relief zeigen), der Orthoklas wird fast verschwinden, und der Oligoklas und Quarz werden sich deutlich, aber nicht entfernt so stark wie der Flußspat, von dem Einbettungsmittel abheben. Außerdem ist der Flußspat optisch isotrop, während der Quarz einachsig und die Feldspäte (Orthoklase und Plagioklase) zweiachsig sind. Beim Kreuzen der Nikols wird also der Flußspat dunkel; die Quarze und Feldspäte bleiben im allgemeinen hell. Diese unterscheiden sich außerdem noch voneinander durch den mehr muscheligen Bruch der Quarze und die bessere Spaltbarkeit der Feldspäte.

Die Figuren zeigen, daß die größere Menge der Mineralien aus Flußspäten besteht. Bei den gröberen Teilchen (Taf. 43, Fig. 1) sind auch noch in größerer Menge Quarze und Feldspäte vorhanden. Die Quarze scheinen meist abgerundet und oberflächlich angegriffen zu sein, und auch die Feldspäte machen keinen frischen Eindruck. Die Flußspäte dagegen erscheinen durchaus frisch, besonders in den Fig. 3 auf Taf. 43 und Fig. 1 auf Taf. 44, in denen die z. T. sehr feinen Splitterchen gut erhalten sind. Je feiner die Teilchen werden, um so stärker herrschen überhaupt die Flußspäte vor. Die durch erhalten gebliebene organische Substanz zusammengekitteten Häufchen bestehen in ihrem Mineralgehalt fast nur noch aus Flußspat (Fig 3 auf Taf. 44 und Fig. 1 auf Taf. 47).

Die Untersuchung der veraschten Probe, die also neben ihrem Mineralgehalt noch den anorganischen Anteil der Lungensubstanz enthalten mußte, ergab ein ganz anderes Bild. In dieser Probe befanden sich, da wir, wie schon oben erwähnt, erheblich weniger Ausgangssubstanz anwandten, natürlich auch bedeutend weniger Flußspat. Er war trotz der Veraschung der Lungensubstanz gut erhalten geblieben. Quarz und Feldspat konnten wir dagegen nicht mehr einwandfrei auffinden. Diese beiden Mineralien waren ja ohnehin nur noch in geringerer Menge als der Flußspat zu erwarten. Bei ihrer kleinen Korngröße sind sie vermutlich beim Verbrennungsvorgang mit anderen anorganischen Teilchen zusammengesintert und -geschmolzen, so daß sie nicht mehr zu bestimmen waren. Die überwiegende Menge des anorganischen Rückstandes erwies sich nach der mikroskopischen Bestimmung als feinstes Kieselsäuregel und -glas. Jn geringer Menge konnte auch neugebildeter Quarz festgestellt werden. Diese Bestimmungen wurden nach der später unter „Veraschungsmethode" genauer beschriebenen Methode durchgeführt.

Der Vergleich des Mineralinhaltes der Lunge mit dem nach ihrer Veraschung erhaltenen anorganischen Rest zeigt die auffällige Tatsache, daß die Kieselsäure und ihre Mineralien, trotzdem sie im noch in der Lunge bestimmbaren Mineralbestand zurücktreten, doch an der Zusammensetzung des anorganischen Anteils der Lungensubstanz in ganz überwiegender Menge beteiligt sind.

Dieser Befund und die Möglichkeiten, die er zu seiner theoretischen Auswertung für die Erklärung der Mineralzersetzungen in der Lunge und die Entstehung und den Verlauf der Silikose gab, war für uns die Veranlassung, Kontrolluntersuchungen an einer größeren Lungenmenge unter Benutzung aller möglichen uns zur Klärung geeignet erscheinenden Methoden durchzuführen. Vor allem kam es uns darauf an, daß der Bergmann, dessen Lunge wir untersuchen wollten, zu Lebzeiten an einem Gestein mit vielseitigerer Mineralzusammensetzung gearbeitet hatte, auch die Einwirkungs- und Zersetzungsmöglichkeiten anderer Mineralien in der Lunge zu studieren. Gleichzeitig mußten wir uns bei dem uns gesteckten Ziel mit der Serizittheorie von JOENS auseinandersetzen.

Eine Schwierigkeit ergab sich zunächst, daß es bei der Anwendung der gebräuchlichen Methoden der Zerstörung der organischen Substanz gewiß oder wenigstens möglich war, daß der ursprüngliche Mineralbestand in der Lunge nicht erhalten blieb.

Es sind hier bisher nur wenig Wege beschritten worden, die die Freilegung der Mineralteilchen in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung zum Ziel hatten. So hat JONES (1935) die oxydierende Lösung durch HNO_3 und

Sundius (1936) die durch Perhydrol empfohlen. Beger (1935) hat die Asbestosiskörperchen unter Benutzung einer auf medizinischer Grundlage beruhenden Abstrichmethode nach Steward isoliert, während Sundius und Bygden (1937) diese Asbestosiskörperchen auf mechanischem Wege und mittels Perhydrol freilegten.

Chemische Untersuchungen sind schon in größerer Zahl durchgeführt worden. Wir verweisen hier besonders auf die Arbeiten von Joetten und seinen Mitarbeitern und die eingehenden Untersuchungen Gerstel's (1934).

B. Die Untersuchung der Lunge eines Steinkohlenbergmannes

Durch die Freundlichkeit des Herrn Dr. di Biasi in Bochum wurden uns von der Lunge eines an Silikose verstorbenen Bergmannes verschiedene handgroße Lungenstücke im Gesamtgewicht von 400 g zur Verfügung gestellt. Nähere Angaben über diesen Bergmann konnten uns leider nicht mehr gemacht werden, insbesondere nicht über die Länge der Zeit, die der betreffende noch nach dem Aufgeben seiner Arbeit gelebt hat.

In der Lunge dieses Bergmannes waren voraussichtlich die Mineralien (mit Ausnahme von Flußspat) zu erwarten, deren Brechungsexponenten in Abb. 1 graphisch zur Darstellung gebracht sind. In dieser Abbildung gibt die Ordinate die Höhe des Brechungsexponenten, die Abszisse das zugehörige Mineral an. Außerdem zeigen durchgehende gestrichelte Linien die Höhe des Brechungsexponenten der in dieser Arbeit angewandten Einbettungsflüssigkeiten an.

Aus der Lunge entfernten wir die größten Gefäße, um zu vermeiden, daß größere, in ihnen befindliche Mineralteilchen gemeinsam mit denen des Lungengewebes zur Untersuchung kämen, wie es bei der vorgenannten Untersuchung der Flußspatlunge vorgekommen war. Die verbleibenden Stücke wurden in etwa 1 cm^3 große Würfel zerschnitten und zur möglichsten Entfernung des Präparationsmittels mehrere Tage gewässert.

Da es nicht erwiesen ist, daß der Mineralinhalt der Lunge in allen ihren Teilen der gleiche ist, und da es für unsere vergleichenden Untersuchungen wesentlich war, daß jedem Untersuchungsgang die gleiche Substanz zugrunde lag, wurden die Würfel zur weiteren Zerkleinerung durch einen Fleischwolf getrieben. Außerdem wurde durch diese weitgehende Zerkleinerung der Angriff des Zersetzungsmittels erleichtert. Für jede Untersuchung wurde die gleiche Menge von 50 g des feuchten Breies abgewogen; nur für die Veraschungsprobe wurden 25 g angewandt.

I. Die Veraschungsmethode

Die nächstliegendste Aufbereitungsmethode ist bei organischen Substanzen zweifellos die Veraschung. Sie wurde daher auch von uns angewandt, weil wir ja auch wissen mußten, mit wieviel getrockneter Substanz wir arbeiteten und wieviel Mineralsubstanz wir insgesamt zu erwarten hatten. Es wurden also 25 g zunächst bei 105° getrocknet. Nach dem Trocknen wog der Rest noch 3,7 g, was 14,8% der angewandten Substanz entspricht. Diese Trockensubstanz wurde dann zunächst auf dem Brenner, später vor dem Gebläse geglüht, bis keine kohlige Substanz mehr vorhanden war.

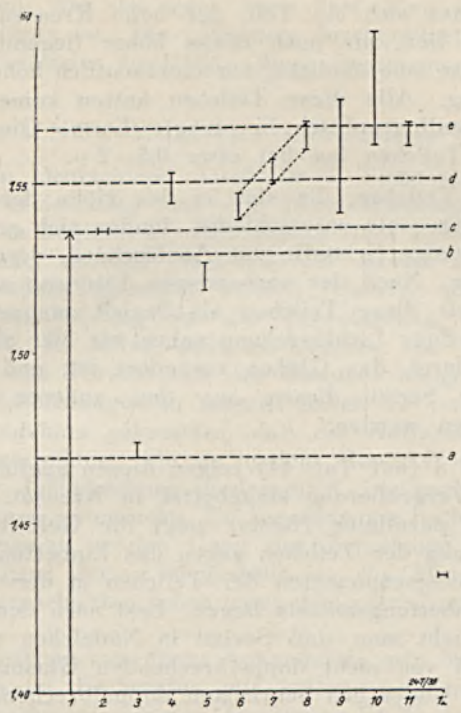


Abb. 1

Die senkrechte Gerade gibt die Brechungsexponenten (= n) der Mineralien an, die waagerechte bezeichnet die Mineralien in folgender Reihenfolge: 1. Kieselsäuregel und -glas, 2. Chalzedon, 3. Tridymit, 4. Quarz, 5. Orthoklas, 6. Oligoklas (Plagioklas), 7. Andesin (Plagioklas), 8. Labrador (Plagioklas), 9. Biotit, 10. Muskowit und Serizit, 11. Kaolin, 12. Flußspat

Die Brechungsexponenten der Einbettungsflüssigkeiten sind durch kleine Buchstaben an der rechten Seite der Abb. bezeichnet, und zwar: a) für Terpentinöl, b) für Nelkenöl, c) für Kreosot, d) für Nitrobenzol, e) für Benzoesaures Benzyl

Die jetzt fast weiße, nur durch etwas Fe-Oxyd noch schwach gelblich gefärbte Asche wog noch 0,4 g, gleich 1,6% der Ausgangssubstanz.

Die Masse, die z. T. gesintert war, wurde in einem Achatmörser zerrieben, um dann der Untersuchung des Mineralbestandes nach der Einbettungsmethode unterworfen zu werden. Zunächst wurde dieses so erhaltene Pulver in Terpentinöl vom Brechungsexponenten 1,4695 eingebettet. Hierbei zeigte es sich, daß die Hauptmenge der Teilchen mit ihrem Brechungsexponenten noch erheblich höher lag, daß diese Brechungsexponenten einen ziemlich weiten Spielraum hatten und daß nur wenige Teilchen mit ihrem Brechungsexponenten bis in die Nähe des Exponenten des Öles hinuntergingen. Infolgedessen nahmen wir als zweites Einbettungsmittel eines mit erheblich höherem Brechungsexponenten, nämlich Kreosot (n = 1,5362).

In diesem erwies sich ein Teil, der beim Kreuzen der Nicols Doppelbrechung erkennen ließ, als noch etwas höher liegend. Der nicht doppelbrechende Rest hatte eine ähnliche, nur unwesentlich höhere oder unwesentlich niedrigere Brechung. Alle diese Teilchen hatten keine irgendwie charakteristische oder kristallographisch bevorzugte Form. Die Größenordnung der doppelbrechenden Teilchen lag bei etwa 0,5—2 μ.

Außer diesen Teilchen, die sich in der Höhe der Lichtbrechung nicht sehr von der des Kreosots unterschieden, fanden sich ganz vereinzelt doppelbrechende, nadelförmige Kristalle mit Auslöschung, deren Brechungsexponent erheblich höher lag. Nach der vorhandenen Literatur und unserer Mineralkenntnis müssen wir diese Teilchen als Serizit ansprechen. Von einer genauen Bestimmung ihrer Lichtbrechung sahen wir hier ab, weil wir annehmen mußten, daß sie durch das Glühen verändert ist, und wir außerdem beim Vorhandensein von Serizit diesen aus den anderen Untersuchungsgängen unverändert erhalten werden.

Die Fig. 3 und 4 (auf Taf. 44) zeigen diesen geglühten Lungenrückstand bei sehr starker Vergrößerung eingebettet in Kreosot. Fig. 3 auf Taf. 44 (aufgenommen mit parallelen Nicols) zeigt die Gele bzw. Gläser; die nur geringe Heraushebung der Teilchen gegen das Einbettungsmittel weist darauf hin, daß die Brechungsexponenten der Teilchen in der Nähe des Brechungsexponenten des Einbettungsmittels liegen. Erst nach dem Kreuzen der Nicols (Taf. 44, Fig. 4) sieht man, daß Serizit in Nädelchen vorhanden ist, der in Fig. 3 auf Taf. 44 von nicht doppelbrechenden Glasmassen eingehüllt war. Auf die Natur der undeutlich begrenzten doppelbrechenden Teilchen kommen wir weiter unten zurück.

Zur Identifizierung der Teilchen mit der dem Kreosot gleichen Lichtbrechung ist zu sagen: Die nicht doppelbrechende Substanz könnte entweder ein reguläres Mineral sein oder aus Gläsern verschiedener Zusammensetzung bestehen. Nach unserer Kenntnis der Nebengesteine im Steinkohlenbergbau sind alle regulären Mineralien mit dieser Lichtbrechung hier auszuschließen. Ebenfalls kommen Gläser mit einem größeren Gehalt an CaO, MgO, Al_2O_3 und Fe_2O_3 wegen ihrer höheren Lichtbrechung im wesentlichen nicht in Frage. Es bleiben also nur noch SiO_2-Gläser, möglicherweise mit einem kleinen Gehalt von Alkalien oder Erdalkalien. Der eine der Verfasser hat zusammen mit R. Köhler (1935) Tonerde- und Kieselsäuregele experimentell untersucht und ihre Beziehungen zu den Kieselsäuremineralien graphisch dargestellt. Der Vergleich unserer Beobachtung mit dieser dort gegebenen Darstellung lehrte, daß das von uns gefundene Glas in seinem Brechungsexponenten ungefähr dem Chalzedon entspricht, hier also als ein ziemlich reines Kieselsäureglas anzusprechen ist.

Nach ihrem mikroskopischen Bild sind diese Gläser beim Glühen der Asche aus wasserhaltigen Kieselsäuregelen hervorgegangen. Aus dem verschiedenen Grad der Umbildung bei diesem Vorgang und vielleicht auch aus der Beimengung von Nebengemengteilen erklärt sich das starke Schwanken der Lichtbrechung eines kleinen Teiles der Substanz bis herunter in die Nähe von 1,4695. Mineralogisch entspricht diese kleinere Menge dem Opal, die größere Menge dem Chalzedon. Die doppelbrechenden Teilchen sind, auch ihrer äußeren Form nach, als neugebildeter aus dem Gel hervorgegangener

Quarz zu bezeichnen, wie das auch nach dem oben zitierten Diagramm ohne weiteres zu erklären ist. Die außerdem durchgeführte chemische Untersuchung des Glührückstandes bestätigte diese Bestimmung.

II. Die HNO_3-Methode nach JONES (1935)

Ähnlich wie es in Deutschland durch die 2. Verordnung über die Ausdehnung der Unfallversicherung auf die Berufskrankheiten vorgeschrieben gewesen ist, ist auch in England die Zubilligung einer Entschädigung im Falle einer Silikoseerkrankung an den Nachweis der Arbeit an bestimmten Gesteinen gebunden gewesen (genannt wurden: quartz, quartzite, sandstone, gritstone, chert). Diese Bindung war die Veranlassung, daß ein englischer Geologe, Prof. Dr. W. R. JONES, dem die Prüfung von Gesteinen auf ihre Übereinstimmung mit den Vorschriften des Gesetzes oblag, die Untersuchung der Mineralien in Sektionslungen in Angriff nahm. Er ist bei diesen Untersuchungen zu dem Ergebnis gekommen, daß die Auffassung über die Entstehung der Silikoseerkrankung, wie sie in den „Reports" der Internationalen Silikosekonferenz von Johannesburg niedergelegt ist, unrichtig ist.

JONES hat 48 Lungen untersucht. Er zersetzte sie nach Vorversuchen mit HNO_3. A. a. O. beschreibt er den Gang der Zersetzung und Aufarbeitung sehr eingehend, der ganz darauf eingestellt ist, die Mineralteilchen zu gewinnen, die er in Lungenschnitten schon unter dem petrographischen Mikroskop kennengelernt hatte.

Nach den Vorschriften von JONES behandelten wir 50 g der Ausgangssubstanz einige Tage im Becherglas mit kalter rauchender Salpetersäure, der wir zuletzt zur Beschleunigung der Zersetzung $KClO_3$ in kleinen Portionen zusetzten. Dann wurde stark mit H_2O verdünnt, nach eintägigem Stehenlassen dekantiert, der Rückstand wieder mit H_2O aufgefüllt und nach je eintägigem Stehenlassen noch dreimal dekantiert.

Die anfänglich schleimig-schmierige organische Masse wurde besonders nach der Zugabe des $KClO_3$ sehr gut zersetzt. Der beim Dekantieren verbleibende Rückstand wurde noch weiter mit Alkohol und Benzol ausgewaschen, und auch diese Waschflüssigkeiten wurden mit dem Dekantat vereinigt, so daß schließlich nur noch ein dunkelgrau gefärbter Rückstand von 4 mg Gewicht übrig blieb.

Die Dekantationsflüssigkeit wurde eingedampft und der Rückstand bei etwa 105° getrocknet.

1. Der Mineralrückstand, der bei diesem Untersuchungsgang geblieben ist, ist wegen der Wichtigkeit des Vergleiches mit den Ergebnissen von JONES ganz besonders sorgfältig geprüft worden. Dabei kam es uns bei der geringen Menge zustatten, daß bei der Methode der Mineralidentifizierung durch Bestimmung des Brechungsexponenten in Einbettungsflüssigkeiten jeweils allergeringste Substanzmengen ausreichen. Um die hier aller Wahrscheinlichkeit nach zahlreicheren Mineralarten zu erfassen, wurde eine größere Zahl von Einbettungsflüssigkeiten als oben verwandt.

Wir begannen dabei mit dem hochlichtbrechenden benzoësauren Benzyl ($n = 1{,}5668$).

Hierbei beobachteten wir Einzelmineralien und agglomeratische Häufchen, deren Bindemittel einen Brechungsexponenten hatte, der immer erheblich niedriger lag als der des Benzyls. Auch der Brechungsexponent der über-

wiegenden Zahl der Einzelmineralien war meist niedriger; bei einem kleineren Teil wurde der Brechungsexponent des benzoësauren Benzyls fast erreicht, und bei ganz vereinzelten Mineralien war er höher.

Diese letzteren wurden von uns auf Grund ihrer Kornform, Farbe und Doppelbrechung als Biotit (braune Täfelchen) und als Serizit (farblose Nadeln) erkannt. Die Brechungsindices für Biotit sind nach E. S. Larson (1921) für $n\omega = 1{,}600$ und für Serizit $n\alpha = 1{,}561$, $n\gamma = 1{,}594$.

Die Mineralien, deren Brechungsexponent ungefähr dem des benzoësauren Benzyls entsprach, sind ganz überwiegend als Kaolin zu bezeichnen ($n\alpha = 1{,}561$, $n\gamma = 1{,}567$), der durch seine niedrige Doppelbrechung und die Ausbildung in der Form von kleinen Scheibchen (von der Seite Fäserchen) charakterisiert wird. Außerdem hatten einen nur wenig niedrigeren Brechungsexponenten solche Mineralien, die wegen ihrer charakteristischen Verzwillingung als Plagioklase (Feldspäte) erkannt wurden und zwar wegen der Höhe der Lichtbrechung als Andesin ($n\alpha = 1{,}550$, $n\gamma = 1{,}557$) bis Labrador ($n\alpha = 1{,}559$, $n\gamma = 1{,}568$).

Zur näheren Bestimmung der niedriger brechenden Mineralien wurde eine Probe in Kreosot eingebettet ($n = 1{,}5362$). Dabei lag bei der weitaus größten Zahl aller Teilchen der Brechungsexponent höher, nur selten tiefer als der von Kreosot. Die erheblich höher brechenden Teilchen sind schon durch die Einbettung in benzoësauren Benzyl bestimmt. Die wenigen höher brechenden entsprechen einem Mineral mit einem Exponenten von etwa 1,55. Das könnte sowohl Quarz als auch Oligoklas (ein Plagioklas) sein (Quarz $n\varepsilon = 1{,}553$, $n\omega = 1{,}544$); Oligoklas $n\alpha = 1{,}539$, $n\gamma = 1{,}547$), besonders wenn man berücksichtigt, daß der Brechungsexponent eines Plagioklases bei einem Zwischenglied zwischen Oligoklas und Andesin noch weiter ansteigen kann. Da die Korngröße dieser Teilchen außerordentlich klein war, stieß eine weitere Bestimmung auf erhebliche Schwierigkeiten. Immerhin wurde bei einigen größeren Teilchen die charakteristische Zwillingslamellierung der Plagioklase erkannt und damit der Feldspatcharakter sichergestellt. Außerdem erlaubte die Beobachtung der Höhe der Doppelbrechung, das Auftreten von bezeichnenden Spaltrissen und Spaltflächen usw. den Schluß, daß es sich mindestens bei der größten Menge der hier liegenden Mineralien um Oligoklas handelte. Für Quarz dagegen konnten einwandfrei sprechende Beobachtungen nicht gemacht werden.

Wegen der Wichtigkeit der Erkennung vorhandenen Quarzes wurde das Pulver auch noch in Nitrobenzol ($n = 1{,}5499$) eingebettet. Aber auch hier war kein Nachweis von Quarz möglich. Irgendwelche nennenswerten Mengen von Quarz sind also bestimmt nicht vorhanden, ob er überhaupt auftritt, muß dem röntgenographischen Nachweis überlassen bleiben.

Zur näheren Bestimmung der Teilchen mit noch tieferer Lichtbrechung als Kreosot wurde wieder ein Präparat in Terpentinöl eingebettet. Nur ganz vereinzelt lagen Teilchen, die auch keine Doppelbrechung zeigten, noch niedriger. Wenige hatten den gleichen oder einen unwesentlich höheren Brechungsexponenten; die ganz überwiegende Menge der Teilchen lag mit ihrem Brechungsexponenten natürlich erheblich höher.

Im Anschluß an unsere oben mitgeteilte Beobachtung können wir diese Teilchen teils als Kieselsäuregele (Gläser), teils als organische Gele auf-

fassen, wobei der Brechungsexponent der Kieselsäuregele durch Aufnahme von Eisenhydroxyd und organischer Substanz etwas erhöht wurde.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß in dem Mineralrückstand, der nach der Methode JONES gewonnen wurde, in der Reihenfolge der Häufigkeit des Auftretens nachgewiesen wurden: Kaolin, Oligoklas, Serizit, Andesin-Labrador und Biotit. Für das Auftreten von Quarz konnten keine Beweise erbracht werden. Neben diesen Mineralien sind, stark zurücktretend, Kieselsäure- und organische Gele festgestellt.

Fig. 1—4 auf Taf. 45 zeigen einige Aufnahmen dieses Mineralbestandes, und zwar wiederum abwechselnd mit parallelen und gekreuzten Nicols. Fig. 1 und 2 auf Taf. 45 lassen neben dem großen Feldspat (links unten), der sogar noch Kristallformen aufweist, eine große Anzahl feinster Mineralteilchen erkennen, die gerade eben an der äußersten Grenze liegen, die mineralogisch noch erfaßbar ist. Sie sind z. T. durch organische und andere Gele zu größeren Häufchen zusammengekittet. Fig. 3 und 4 auf Taf. 45 zeigen dasselbe, oben links einen Andesin und in der Mitte eine gut bestimmbare Anhäufung von Serizitnädelchen.

Bisher deckt sich das Ergebnis unserer Untersuchungen mit den Ergebnissen von JONES (1934), wobei es wesentlich ist, daß auch wir keinen Quarz nachweisen konnten. Daß wir mehr Mineralien als gefunden bezeichnen als JONES, läßt sich zwanglos daraus erklären, daß das Gestein, an dem der betreffende Bergmann tätig war, aus einer größeren Mineralgesellschaft bestand. Hat der Bergmann, dessen Lunge zur Untersuchung gekommen ist, an sehr serizitreichen Gesteinen gearbeitet, dann wird natürlich der Serizit von vornherein überwiegen.

JONES teilt aber nicht mit, was mit den abgegossenen Dekantations- und Auswaschflüssigkeiten geschehen ist. Sie sind also vermutlich nicht weiter untersucht worden. Auf Grund unserer früheren Beobachtung an der durch Fäulnis zersetzten Lunge eines Flußspatbergmannes mußten wir aber annehmen, daß in diesen Flüssigkeiten kolloidale Kieselsäure enthalten gewesen ist, die JONES möglicherweise mit seiner Dekantationsflüssigkeit hinweggegossen hat.

2. Wir vereinigten daher unsere sämtlichen Auswaschflüssigkeiten, dampften sie ab, trockneten den Rückstand bei 105° und untersuchten ihn dann ebenso mikroskopisch wie den Mineralrückstand. Er war von grauschwarzer Farbe.

Proben dieses Rückstandes wurden, in Kreosot und in Terpentinöl eingebettet, untersucht. Dabei zeigte es sich, daß die oben beschriebenen Kolloidhäufchen mit niedrigem Brechungsexponenten an Menge bei weitem überwogen. Sie sind auf etwa 80% zu schätzen. Immerhin waren aber auch noch beträchtliche Mengen von feinem Serizit und Kaolin nachweisbar, die sich während des 24stündigen Absetzens infolge ihrer Feinheit nicht abgesetzt hatten oder vielleicht auch trotz der Vorsicht beim Abgießen wieder aufgewirbelt worden sind. Es ist bemerkenswert, daß sich in dieser Probe kein Feldspat, der sich ja auch infolge seiner Kornform besser niederschlägt, gefunden hat.

Wie die beiden Fig. 1 und 2 auf Taf. 46 zeigen (wieder mit parallelen und gekreuzten Nicols aufgenommen), war in der Auswaschflüssigkeit neben überwiegender kolloidaler Substanz der oben erwähnte doppelbrechende Serizit und Kaolin noch vorhanden.

Um nun mit Sicherheit festzustellen, ob die hier gefundenen Kolloide überwiegend aus Kieselsäure bestehen oder ob hier noch organische Kolloide in größeren Mengen vorhanden waren, glühten wir einen kleinen Teil des erhaltenen Rückstandes und konnten dann neu aufgetretene Aggregatdoppelbrechung feststellen, wie bei unserem Veraschungsrückstand. Außerdem wurde ein kleiner Teil des Dekantationsrückstandes mit HCl behandelt und die SiO_2 unlöslich gemacht, wie es im Gang der Gesteinsanalysen üblich ist.

An wasserfreien SiO_2-Mineralien sind bekannt: α- und β-Quarz, Tridymit und Cristobalit. Von diesen Mineralien kann der Cristobalit in der geglühten Masse der verschiedenen Dekantationsrückstände nicht enthalten sein, weil die zu seiner Bildung notwendige Mindesttemperatur von 1470° beim Glühen nicht erreicht wird. Die Bildungstemperatur für Tridymit in Höhe von 900° könnte erreicht worden sein, so daß mit dem Auftreten von Tridymit gerechnet werden muß. Da sein Brechungsexponent für α bei 1,469 und für γ bei 1,473 liegt, wäre er durch seinen Brechungsexponenten von einem Teil der übrigen Gele bzw. Gläser nicht zu unterscheiden, sondern nur durch seine Doppelbrechung. In der Hauptsache muß es sich also bei den Teilchen, die nach dem Glühen doppelbrechend geworden sind, um Quarz handeln.

Damit ist der einwandfreie Nachweis erbracht, daß die Kolloidhäufchen, die wir unter dem Mikroskop mit einem Brechungsexponenten kleiner als dem des Kreosots fanden, z. T. aus kolloidaler SiO_2 bestehen. In der nach dem Verfahren von Jones gewonnenen Auswaschflüssigkeit ist also SiO_2 in Lösung gewesen. Wir müssen annehmen, daß das in dem von Jones selbst beschriebenen Arbeitsgang der Fall war.

Auf die Bedeutung unseres Untersuchungsergebnisses für die von Jones aufgestellte Anschauung und die Übereinstimmung seiner Beobachtungen mit dem Gesamtbild von dem Verlauf der Silikoseerkrankungen werden wir unten zurückkommen.

III. Die H_2O_2-Methode nach Sundius, Bygden und Bruce

Nach der Vorschrift von Sundius (1936) wurden 50 g Ausgangsmaterial vorsichtig mit kleinen Mengen Perhydrol versetzt und bis zum Aufhören der Gasentwicklung stehengelassen. Zum Schluß wurde dann erwärmt, bis auch hierbei keine wesentliche Gasentwicklung mehr stattfand. Das Reaktionsprodukt wurde dann mit Wasser verdünnt, 24 Stunden bis zum Absitzen stehengelassen und dekantiert.

Den Dekantationsrest wuschen wir nacheinander mit CCl_4, einem Gemisch von Benzol und Alkohol und Wasser aus, vereinigten sämtliche Dekantationsflüssigkeiten, dampften ein und trockneten wie oben bei 105°.

Der nach dieser Methode gewonnene Rückstand wurde dann zur weiteren Trennung von organischen Resten mit „schweren Lösungen" vom spez. Gewicht 2,14 und 2,492 nacheinander je 10 Minuten lang zentrifugiert. Als „schwere Lösung" verwandten wir Acethylentetrabromid, das wir mit Benzol verdünnten. Nach dem Zentrifugieren wurden beide Fraktionen abgegossen, filtriert und der größtenteils organische Rückstand auf Mineralteilchen geprüft.

Nach Methode Sundius erhielten wir also bei unserem Verfahren drei Fraktionen; außerdem war noch der Trockenrückstand der Auswaschflüssigkeit vorhanden.

1. Als schwerster mineralischer Rückstand ist beim Zentrifugieren eine außerordentlich kleine Menge in den Zentrifugengläschen übriggeblieben. Es handelte sich nur um wenige mg, die wir nicht gewogen haben. Bestimmt wurden die Mineralteilchen wieder nach der Einbettungsmethode.

An Menge überwog in diesem Rest Feldspat; darunter war ein sehr bemerkenswerter großer mit deutlichen Auflösungsspuren (vgl. Fig. 3 und 4 auf Taf. 46). Ein Vergleich der Aufnahme 4 (polarisiertes Licht = gekreuzte Nicols) mit 3 zeigt deutlich die Zersetzung des Feldspates und die Hülle von kolloidaler Substanz, die den Feldspat umgibt und die durch die Zersetzung entstanden ist.

Auch die übrigen kleineren Feldspäte sind nie unangegriffen, sondern stets mindestens kantengerundet und immer von Zersetzungsprodukten umgeben. Auf diese Lösungsspuren und Abrundungen sei deshalb besonders hingewiesen, weil die als Bohrsplitter in die Lunge gelangenden Teilchen zunächst stets scharfkantig sein werden. Außer in diesen z. T. kaolinigen Zersetzungsprodukten tritt Kaolin auch noch reichlich selbständig auf in der gleichen Form, wie er oben beschrieben wurde.

Serizit tritt hier zurück, ist aber gut nachweisbar. Auffällig war dann noch in dieser Fraktion ein splittriges SiO_2-Glas mit dem für diese Kolloide typischen niedrigen Brechungsexponenten, und außerdem größere Mengen Zirkon. Da uns das Auftreten von solchen Zirkonmengen hier nicht erklärlich war, wurde in einem anderen zweiten Präparat speziell auf Zirkon geprüft. In ihm fanden wir nur vereinzelte kleine Splitterchen, so daß wir annehmen müssen, daß es sich in dem ersten Präparat um ein größeres Zirkonkörnchen gehandelt hat, das bei der Herstellung des Präparats zerdrückt wurde. (Zirkon ist als Übergemengteil in den Nebengesteinen der Steinkohlenflöze durchaus geläufig.) Quarz war nicht nachweisbar.

2. Der mit der schwereren Zentrifugierflüssigkeit abgetrennte Anteil ist in seiner Hauptmenge natürlich organischer Natur. An Mineralien wurden in ihm aber doch noch nennenswerte Mengen Kaolin und etwas Serizit gefunden. Er war feldspatfrei. Wie weitgehend den Kolloiden SiO_2 beigemengt ist, ist in dieser Fraktion optisch nicht zu beurteilen, da der für die SiO_2-Kolloide typische niedrige Brechungsexponent durch Adsorption gefärbter organischer Substanzen sehr beträchtlich erhöht werden kann.

3. Der in der leichteren Flüssigkeit abgetrennte Rückstand erwies sich bei der Untersuchung auf Grund der Brechungsindices als fast nur aus organischer Substanz und vielleicht SiO_2-Gel bestehend. Die Menge der Mineralien war erheblich geringer als bei der nächst schwereren Fraktion, hier überwog aber die Menge des Serizits die Kaolinmenge.

4. Der Trocknungsrückstand der Dekantationsflüssigkeiten bestand ebenfalls natürlich überwiegend aus organischen Resten. Immerhin sind aber noch eine kleinere Menge von Mineralien mit einer Größe unter 2 μ nachweisbar, die als Kaolin bestimmt wurden. Serizit tritt hier nur ganz ausnahmsweise auf.

Eine Abbildung bringen wir hier nicht, da das mikroskopische Bild dem der Fig. 1 und 2 auf Taf. 46 vollkommen entsprach.

Da der optische Nachweis der SiO_2 in den Kolloiden aus den oben erwähnten Gründen nicht möglich war, er uns aber für unsere Untersuchung

auch hier als grundlegend erschien, haben wir einen Teil dieses Rückstandes geglüht. Bei dem dann in Kreosot eingebetteten Präparat fanden wir feinste, nicht doppelbrechende Kolloidsubstanz in größerer Menge, die wir als SiO_2-Glas ansprechen konnten. Wie oben waren aber auch wieder kleine Mengen des Kolloids doppelbrechend geworden und hatten einen etwas höheren Brechungsexponenten als Kreosot erlangt; sie waren also als neugebildeter Quarz zu bezeichnen.

III. Die Fäulnismethode

In dem Versuch mit dem Lungenrest des Flußspatbergmannes, den wir am Beginn unserer Arbeit beschrieben, hatte sich gezeigt, daß sich die Lungensubstanz durch Verfaulenlassen ziemlich erheblich abbauen ließ. Uns schien diese Methode besonders den Vorteil zu haben, daß sie mit der größtmöglichen Schonung auch leichtzersetzliche Mineralien unverändert gewinnen lassen würde.

Wir rührten 50 g nasse Substanz in einem Liter Wasser auf und brachten die Masse in einen bei 37° gehaltenen Wärmeschrank. Das Wasser wurde alle zwei Tage durch frisches ersetzt und das abgegossene eingedampft. Die Zersetzung der Lunge ging nur äußerst langsam vor sich, so daß die weitere Verarbeitung des Rückstandes erst nach etwa einem Monat geschehen konnte. Schließlich war der Rückstand soweit zersetzt, daß er in eine einheitliche schleimige Masse übergegangen war. Wir trockneten diese an der Luft und zentrifugierten sie mit schwerer Lösung ($d = 2{,}14$), um die immer noch verhältnismäßig reichlich vorhandene organische Substanz von dem Mineralrückstand abzutrennen. Beide Fraktionen wurden zur Trennung von der schweren Lösung mit Alkohol und Benzol ausgewaschen. Der Mineralrückstand, wie er anfiel, kam zur Einbettungsuntersuchung, während der Abdampfrückstand der abgegossenen Flüssigkeitsmengen und die leichtere Fraktion des Zentrifugierens zur Zerstörung der organischen Substanz geglüht wurden.

Die mikroskopische Untersuchung der so erhaltenen drei Proben ergab folgendes: Der geglühte Rückstand der abgegossenen Flüssigkeiten erwies sich hauptsächlich als aus kolloidaler Substanz bestehend, die z. T. durch Eisenoxyd braun gefärbt war. Die stärker gefärbten Teilchen waren höher und die ungefärbten niedriger lichtbrechend als 1,5362. Ganz vereinzelt waren höher brechende Mineralnädelchen vorhanden, die auch hier als Serizit aufzufassen sind. Unter gekreuzten Nicols lösten sich die anscheinend kolloidalen Häufchen in ein Gemenge von echt kolloidalen, nicht doppelbrechenden Teilchen und doppelbrechenden neu gebildeten Kristallfragmenten auf. Die Lichtbrechung der letzteren lag immer etwas höher als 1,5362; es ist also auch hier neu gebildeter Quarz.

Die geglühte leichtere Zentrifugierfraktion zeigte noch meist die Struktur der ehemals vorhanden gewesenen organischen Substanz, dazwischen lagen vereinzelt größere Feldspäte (Oligoklas konnte bestimmt werden), etwas reichlicher kleinere Serizite und, wie auch oben, neu gebildeter Quarz. Daß in diese Fraktion größere Feldspäte gelangt sind, erklärt sich dadurch, daß sie in organischer Substanz eingeschlossen und von dieser zum Aufschwimmen gebracht wurden.

Der ungeglühte Mineralrückstand (die schwerere Fraktion des Bodensatzes) bestand durchweg aus Mineralien mit einem Brechungsexponenten größer als 1,5362. Er war größtenteils feinster Kaolin, nur ziemlich wenig Serizit und vereinzelt angewitterter Feldspat (Fig. 1 und 2 auf Taf. 47). Letzterer war wieder mehr oder weniger stark kaolinisiert. Typischer Quarz war nicht nachzuweisen.

V. Die Verdauungsmethode

Wie sich oben gezeigt hat, ist der Nachteil der Fäulnismethode ihr langsamer Verlauf. Herr Doz. Dr. Hettche in München, mit dem wir über diesen Nachteil der Methode gesprochen haben, empfahl uns, es doch einmal mit einer Verdauung der organischen Substanz zu versuchen. Er hat uns auch freundlicherweise Vorschriften darüber zur Verfügung gestellt, wofür wir ihm an dieser Stelle unseren Dank aussprechen.

Wir sind wie folgt vorgegangen: Ein Gemisch von 50 g der im Fleischwolf zermahlenen Lunge und 5 g Pepsin „Witte" rührten wir in 1%ige HCl ein und ließen sie sechs Tage im Heizschrank bei 37° stehen. Die Reaktion wurde öfters mit blauem Lackmuspapier geprüft. Außerdem wurden nach zwei Tagen nochmals 5 g Pepsin zugesetzt.

Die überstehende Flüssigkeit wurde dekantiert und die trübe Dekantationsflüssigkeit zentrifugiert. Wir haben so also drei Fraktionen erhalten: 1. Die Dekantationsflüssigkeit; 2. den abzentrifugierten Rückstand aus dieser und 3. den unzersetzten Bodensatz, den wir nach Hottinger analog der Methode der Nährbodenbereitung mit Pankreatin weiterverdauten. Die uns hierzu gleichfalls von Dr. Hettche gegebene Vorschrift änderten wir für unsere Zwecke etwas ab und verfuhren wie folgt: Wir versetzten unseren Rückstand mit soviel Sodalösung, daß rotes Lackmuspapier deutlich blau gefärbt wurde. Dann kochten wir 10 Minuten unter dauerndem Umrühren und prüften die Reaktion nochmals. Nach Zusatz einer Messerspitze von Pankreatin und nach nochmaligem, gutem Durchrühren brachten wir die Flüssigkeit in unseren Heizschrank und ließen sie dort drei Tage bei 37° stehen. Während dieser Zeit schüttelten wir täglich mehrmals durch und prüften die Reaktion nach.

Der Versuch ist abgebrochen worden, als der Bodensatz nur noch als einheitliche, schleimige, feinkrümelige Masse erschien. Danach wurde auf etwa 1 l aufgefüllt, aufgekocht, absitzen gelassen und nach mehreren Tagen dekantiert. Die Dekantationsflüssigkeit wurde auch hier eingedampft, der Rückstand mit einem Alkohol-Benzol-Gemisch 1:1 ausgewaschen und getrocknet. Er wog dann etwa 1,5 g. Danach haben wir ihn mit Acethylentetrabromid vom spez. Gewicht 2,492 zentrifugiert und die leichtere Fraktion abgegossen. Die schwerere Fraktion wurde mit Benzol ausgewaschen und dann mit Einbettungsflüssigkeiten untersucht.

In diesem Rückstand der Verdauungsmethode fanden wir die Mineralien: Kaolin (vorwiegend), dann ziemlich reichlich Feldspäte (angewittert, wie auch in den Rückständen nach Jones und Sundius beobachtet), außerdem Serizit, noch etwas kolloidale und figurierte organische Substanz; ganz vereinzelt waren auch hier wieder Zirkonsplitterchen vorhanden. Im Gegensatz zu allen bisher untersuchten Rückständen wurde ein vereinzelter sehr großer Quarz (30 μ) beobachtet. Die Feldspäte waren meistens saure Plagioklase; aber auch

Orthoklas, von denen Fig. 3 und 4 auf Taf. 50 einen noch verhältnismäßig frischen zeigen, war vertreten.

2. Die abzentrifugierte leichtere Fraktion wurde aus der schweren Lösung nach Zusatz von viel Benzol absitzen gelassen, dann abfiltriert und mit Benzol ausgewaschen. Bei der mikroskopischen Untersuchung bestand sie ganz überwiegend aus schwarzer, meist kolloidaler, aber z. T. auch noch figurierter organischer Substanz, daneben war an Mineralien noch etwas Kaolin und sehr wenig Serizit feststellbar. Um auch hier nachzuprüfen, ob die organischen Kolloide in größerer Menge SiO_2 enthielten, wurde wieder ein kleiner Teil dieser Fraktion geglüht und untersucht. Diese mikroskopische Untersuchung ergab dann das Vorhandensein von großen Mengen SiO_2, die z. T. durch adsorbiertes Fe-Oxyd leicht gelblich bis bräunlich gefärbt waren und daher einen etwas höheren Brechungsexponenten als den normalen hatten. Neben dem schon oben gefundenen Kaolin und Serizit trat wieder reichlich neugebildeter Quarz auf.

Zum besseren Verständnis sind hier die Aufnahmen Fig. 1—4 auf Taf. 48 beigegeben. Fig. 1 auf Taf. 48 zeigt den Rückstand der leichteren Fraktion ungeglüht unter parallelen, die Fig. 2 denselben unter gekreuzten Nicols. Es ist zu sehen, daß die überwiegende Menge des Rückstandes aus kolloidalen, durch organische Substanz dunkel gefärbten Teilchen besteht, zwischen denen nur ganz vereinzelt doppelbrechende, feinste Mineralteilchen liegen. Da sich über das Verhältnis organischer zu anorganischen Kolloiden ohne weiteres nichts sagen läßt, wurde die Substanz zur Zerstörung des organischen Anteils geglüht. Das Ergebnis zeigen Fig. 3 und 4 auf Taf. 48, in denen wieder ein ähnliches Häufchen aufgenommen ist. Die Dunkelfärbung in der Aufnahme mit parallelen Nicols rührt hier nicht von organischer Substanz sondern von feinstverteiltem Fe-Oxyd her. Fig. 4 auf Taf. 48 mit gekreuzten Nicols läßt im Gegensatz zu Fig. 2 auf Taf. 48 erkennen, daß erhebliche Mengen der kolloidalen Substanz in eine doppelbrechende SiO_2-Modifikation übergegangen sind.

Die Dekantationsflüssigkeit der Pankreatinverdauung wurde eingedampft, dabei kristallisierte nach stärkerer Einengung soviel Kochsalz aus, daß eine optische Untersuchung des ungeglühten Rückstandes unmöglich war. In dem nach Auslaugung dieses Kochsalzes mit Wasser und verdünnter HCl zurückgebliebenen und dann geglühten Rest ließ sich die SiO_2 auch wieder eindeutig nachweisen.

Die Untersuchung der abzentrifugierten Trübung der Pepsinverdauungsflüssigkeit und des Abdampfrestes der letzteren zeigte unter dem Mikroskop neben der vorherrschenden organischen Substanz etwas Kaolin und auch Serizit. Die Teilchengröße war etwa 5—2 μ, aber auch erheblich kleiner. Feldspat trat ganz vereinzelt auf, Quarz war nicht nachweisbar. In der kolloidalen organischen Substanz wurde auch wieder SiO_2 wie oben nachgewiesen.

Der getrocknete Abdampfrest von der Pepsinverdauung bestand natürlich überwiegend aus organischer Substanz; außerdem waren noch auffallend viele feinste (0,5 bis 2 μ große und darunter) Mineralteilchen vorhanden, die als Kaolin und Serizit bestimmt wurden. Sogar feinste Feldspatreste wurden noch gefunden. Quarz ist nicht vorhanden gewesen.

VI. Die Untersuchung nach DEBYE-SCHERRER

Zur Bestimmung der Mineralart feinster Teilchen wird auch für Staub von verschiedenen Seiten mehr und mehr die röntgenographische Bestimmung nach DEBYE-SCHERRER durchgeführt (vgl. FABER 1936). Wir haben zur Ergänzung und Kontrolle unserer Methodik probeweise solche Aufnahmen anfertigen lassen. Sie wurden für uns in der Chemisch-Technischen Reichsanstalt durch Herrn Dr. SCHENK aufgenommen, dem wir dafür auch hier unseren Dank aussprechen. Die Aufnahmen sind mit Co-Strahlung bei 45 kV und 20 Minuten Belichtungszeit mit 1 mm Schlitzblende aufgenommen.

Tabelle 2

	Quarz	Ortho-klas	Oligo-klas	Labra-dor	Serizit	Kaolin	Mont-morill-lonit
Mineralrest nach JONES	?	?	?	—	+	+	?
Auswaschflüssigkeit nach JONES . .	?	?	—	—	+	+	?
Mineralrest nach SUNDIUS	?	?	—	—	+	+	?
Leichte Fraktion nach SUNDIUS . .	?	—	—	—	+	?	—
Dekantationsrest der Pepsinverdauung	?	—	?	—	+	+	?
Mineralrest der Pankreatinverdauung	?	?	?	?	+	+	?

Zur Untersuchung sind (s. Tab. 2) gekommen: Der Mineralrest und der Rückstand der Auswaschflüssigkeit nach JONES, der Mineralrest und der Rückstand der leichteren Zentrifugierflüssigkeit nach SUNDIUS, der Rest der Dekantationsflüssigkeit nach der Verdauung mit Pepsin und der Mineralrest nach der Verdauung mit Pankreatin. Zum Vergleich hatten wir auf gleiche Weise angefertigte Aufnahmen von Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Labrador, Serizit, Montmorillonit und Kaolin herangezogen.

Wie auch die Tab. 2 zeigt, wurde Serizit in sämtlichen Proben einwandfrei nachgewiesen. Der Nachweis aller anderen Mineralien fällt an Deutlichkeit gegenüber dem des Serizits stark ab. Einige Linien in den Aufnahmen gehören mit hoher Wahrscheinlichkeit dem Kaolin an, während sein Nachweis in Aufnahme 4 (Taf. 43, Fig. 4) schon nicht mehr sicher ist. Ein einwandfreier Nachweis von Quarz war nirgends möglich, obwohl seine Anwesenheit nach den Aufnahmen überall wahrscheinlich ist. Auch Mineralien wie Orthoklas und Oligoklas, die optisch eindeutig bestimmt wurden, konnten wir in diesen Aufnahmen nicht mit Bestimmtheit nachweisen.

VII. Diskussion über Phosphatgehalte

Bei der optischen Bestimmung der organischen Kolloide muß auch die Frage erörtert werden, ob ein möglicher Phosphatgehalt hier in Erscheinung treten könnte. Wir haben deshalb qualitativ die Rückstände der Auswaschflüssigkeiten und, soweit vorhanden, die abzentrifugierte organische Substanz und außerdem die Mineralrückstände auf Phosphorsäure geprüft. Der Befund war bei den Mineralrückständen in allen Fällen negativ, bei den Auswaschflüssigkeiten und abzentrifugierten organischen Gelen stets positiv.

Phosphatmineralien wie Apatit sind also in keinem Fall in nennenswerter Menge vorhanden. Zu dem Phosphatgehalt der Auswaschflüssigkeiten und der Rückstände dagegen läßt sich sagen, daß es zwar eine Reihe kompliziert zusammengesetzter Phosphatmineralien gibt, deren Brechungsexponent in dem Bereich der von uns bestimmten läge. Die Bestimmung dieser Mineralien ist aber nur durch eingehende Sonderuntersuchung speziell im Hinblick hierauf möglich. Die Neubildung derartiger Mineralien erscheint uns aber unwahrscheinlich. Eine direkte Absorption der Phosphorsäure wäre hingegen möglich. Sie würde bei Adsorption an Kieselsäuregel den Brechungsexponenten etwas erhöhen. Das wäre für unsere Bestimmungen nebensächlich, da wir ohnehin mit der die Brechung stark erhöhenden Wirkung organischer, gefärbter Substanzen rechnen mußten (näheres über diese Frage siehe HELLMERS & KÖHLER 1934).

Der Nachweis der freien Kieselsäure mit nicht erhöhten Brechungsexponenten bleibt hiervon unberührt, ebenso der Nachweis von Kieselsäure nach dem Glühen unter Neubildung von Quarz.

C. Die Mineralien der Arbeitsstätte

Wenn auch im einzelnen nicht feststeht, in welchen Gruben der Bergmann, dessen Lunge zur Untersuchung vorgelegen hat, einst arbeitete, kann doch ausgesagt werden, welche Mineralien sich in dem Staub an dessen Arbeitsstätte nur befunden haben können.

Als Nebengesteine der Steinkohlenflöze, die zum Zwecke des Abbaues der Kohle durchörtert werden müssen, gibt es im ganzen Rheinisch-Westfälischen Industriebezirk immer wieder nur Sandsteine, Sandschiefer und Tonschiefer. Der Unterschied zwischen diesen Gesteinsarten liegt nur in der Korngröße der diese Gesteine aufbauenden Mineralien, es gibt aber keine Grenze zwischen ihnen. Vielmehr lassen sie sich zu einer lückenlosen Reihe von relativ grobkörnigen Sandsteinen an über feinkörnigere Sandsteine und Sandschiefer zu den Tonschiefern, die auch Tonsteine oder Schiefertone genannt werden, aneinanderreihen.

Die vorhandenen gesteinsbildenden Mineralien sind in allen Fällen dieselben. Immer sind es Quarze, die die Hauptmasse vorstellen (bei den grobkörnigen Gesteinen treten auch Kieselschiefer-, Lydit- und Quarzitbröckchen an die Stelle der Quarzkörnchen), dazu kommen dann Feldspäte jeder Art, Glimmer (Muskowit herrscht vor, Biotit ist sehr selten) und Tonmineralien, die die stabile Form der Umsetzung der Feldspäte und anderer Silikatmineralien vorstellen. Diese tonigen Teilchen treten hauptsächlich in der Form von Kaolin und Serizit auf. Sie sind sowohl als Einzelkörnchen in den die gröberen Teilchen des Gesteins umgebenden Porenfüllmassen als auch in den nicht mehr frischen Feldspäten enthalten. Die Umsetzung geht dabei soweit, daß die ganze Masse von ehemaligen Feldspatkörnchen durch eine Anhäufung von Serizit oder Kaolin ersetzt worden ist. Weiterhin sind noch Teilchen eines gelegentlich auftretenden dolomitischen Karbonats, Kohlenteilchen und die sog. Übergemengteile zu nennen, ferner selten auftretende, schwer zersetzbare, meist auch relativ schwere Mineralien wie Zirkon, Turmalin, Rutil u. ä. und einige Erzmineralien (z. B. Limonit).

Die Aufzählung der Mineralteilchen, die oben bei der Besprechung der verschiedenen Untersuchungsgänge gegeben worden ist, zeigt, daß in der

Lunge dieselben Mineralien gefunden worden sind wie die hier als gesteinsbildend genannten.

Kaolin und Serizit sind immer wieder in den Vordergrund gestellt, Feldspäte verschiedener Art immer wieder genannt worden. Zu den vereinzelt gefundenen Mineralien gehören Zirkon und Biotit. Daß Muskowit nicht genannt ist, liegt daran, daß ja der Serizit selbst heller Glimmer und chemisch dasselbe ist wie Muskowit. Im Gestein sind beide nur durch Größe und Form unterschieden, und es ist durchaus möglich, daß in den Lungenresten gefundener Serizit auf den Muskowit der Gesteine zurückzuführen ist. Karbonatteilchen sind in der Lunge nicht mehr zu erwarten. Der Hauptunterschied zwischen der Mineralgesellschaft der verschiedenen Gesteine des Steinkohlenbergbaues und der von uns wiedergefundenen Mineralien ist also zweifellos das Fehlen einwandfrei bestimmten Quarzes.

D. Vergleiche und Folgerungen

In der folgenden Tabelle 3 sind die nach den verschiedenen Aufbereitungsverfahren gefundenen Ergebnisse zusammengestellt:

Tabelle 3

	Veraschungsmethode	Methode JONES	Methode SUNDIUS	Fäulnismethode	Verdauungsmethode
Mineralrückstand	SiO_2-Glas Serizit	Kaolin Feldspat Serizit koll. SiO_2	Feldspat Kaolin Serizit Zirkon	Kaolin Serizit Feldspat	Kaolin Feldspat Serizit koll. SiO_2 Zirkon (Quarz)
Zentrifugierflüssigkeit (schwere Fraktion)			Kaolin Serizit koll. SiO_2	Serizit Feldspat koll. SiO_2	Kaolin Serizit koll. SiO_2
Zentrifugierflüssigkeit (leichte Fraktion)			Serizit Kaolin koll. SiO_2		Kaolin Serizit Feldspat koll. SiO_2
Auswaschflüssigkeit bzw. Dekantationsflüssigkeit		Serizit Kaolin koll. SiO_2	Kaolin Serizit koll. SiO_2	Serizit koll. SiO_2	koll. SiO_2

Der Vergleich der Ergebnisse zeigt zunächst einmal eine befriedigende Übereinstimmung, natürlich mit Ausnahme der Veraschungsmethode. Bei der Aufzählung der gesteinsbildenden Mineralien wird im vorigen Abschnitt Quarz an erster Stelle genannt. Dieser ist in den Mineralrückständen nicht

nachzuweisen. Die übrigen wichtigsten Gesteinsbildner: Feldspat, Kaolin und Serizit, sind dagegen überall in reichlicher Menge nachgewiesen.

Daß bei der Veraschungsmethode nur Serizit und SiO_2-Glas gefunden wurde, liegt daran, daß Kaolin und Feldspat in der zusammengesinterten Glasmasse nicht mehr zu bestimmen waren.

Alle Fraktionen der übrigen Methoden zeigen in Übereinstimmung Kaolin, Serizit und Feldspat. Theoretisch müßten diese Mineralien sämtlich im Mineralrückstand vereinigt sein. Daß das aber nicht der Fall ist, rührt daher, daß sie bei abnehmender Korngröße immer leichter in den verschiedenen Lösungen in der Schwebe bleiben und daß sie z. T. mit organischer Substanz verwachsen waren und durch diese in der Schwebe gehalten wurden. In Übereinstimmung mit theoretischen Erwägungen nimmt die Korngröße der einzelnen Mineralien ab, je leichter das spez. Gewicht der betreffenden Lösung war. Die langnadelige Form des Serizits verursacht weiterhin, daß er noch besser in Schwebe bleiben wird als Kaolin und daß sich dadurch das Verhältnis Kaolin: Serizit zugunsten des Serizites in den Lösungen verschiebt.

Die in der Methode nach JONES und der Verdauungsmethode gefundene kolloidale SiO_2 tritt mengenmäßig ganz zurück. Sie ist bei JONES wohl so zu erklären, daß sie von an der Oberfläche angeätzten Mineralien mitgerissen wurde. Bei der Verdauungsmethode ist sie sicher mitgerissen, denn hier kam eine größere Mineralmenge zum Absatz.

Der Quarz der Verdauungsmethode war der einzige Quarz, den wir überhaupt mit Sicherheit bestimmen konnten. Er ist der Korngröße nach allen anderen Mineralien weit überlegen und stammt deshalb sicher aus einem nicht aus der Lunge entfernten Gefäß.

In sämtlichen Auswasch- und Dekantierflüssigkeiten ist kolloidale SiO_2 in erheblichen Mengen (im Verhältnis zu den anderen Mineralien) gefunden worden. Diese Tatsache ist das wichtigste Ergebnis dieser Untersuchung. Auf Grund der mineralischen Zusammensetzung der oben beschriebenen Nebengesteine des Kohlengebirges kann kein Zweifel darüber bestehen, daß Quarz in erheblichen Mengen im Staub vorhanden gewesen ist und in die Lunge gelangen mußte. Andererseits gibt es aber im Nebengestein keine kolloidale Kieselsäure in nennenswerten Mengen. Wir müssen also annehmen, daß der Quarz der Lieferant der kolloidalen SiO_2 ist. Es sind also in der Lunge Lösungsvorgänge eingetreten. Für diese Lösungsvorgänge sprechen auch die verschiedentlich beobachteten Anätzungen an Feldspäten.

Diese Lösungsvorgänge verdienen die weitestgehende Beachtung. Im allgemeinen nimmt man zwar an, daß Quarzkieselsäure zu den am schwersten löslichen Stoffen gehört. Der Lösungsvorgang in der Lunge erscheint deshalb zunächst überraschend. Wir kennen aber durchaus vergleichbare Vorgänge im Stoffhaushalt des Bodens.

Vom medizinischen Standpunkt aus ist die Frage besonders wichtig, wie schnell diese Umsetzung der Quarzkieselsäure wohl vor sich geht. Diese Frage muß aber vorläufig unbeantwortet bleiben. Es steht nur fest, daß dieser Vorgang bei den verschiedenen Staublungenkranken verschieden schnell verläuft.

In der von uns bearbeiteten Bochumer Lunge ist kein Quarz einwandfrei nachgewiesen. Also ist er in Mengen, die seiner Anwesenheit in den

bearbeiteten Gesteinen entsprechen, nicht vorhanden. Der von uns aufgearbeitete Rest der Flußspatlunge hat, wie oben mitgeteilt worden ist, noch feinste Quarzteilchen gezeigt. Auch an den Bestimmungen des Quarzes durch WAETJEN, v. WOLFF & JÄGER, SCHEID u. a. ist nicht zu zweifeln. Andererseits müssen wir vom mineralogischen Standpunkt aus die Richtigkeit der Bestimmung von Quarz in Lungenschnitten z. T. in Zweifel ziehen. Die röntgenographische Quarzbestimmung FABER's (1936) ist natürlich gleichfalls eindeutig.

JONES hat in den vielen von ihm aufgearbeiteten Lungen fast keine oder auch nur an Zahl zurücktretende und in den Größenverhältnissen völlig überragende Quarzkörnchen gefunden (wie auch wir in der Verdauungsmethode), die nicht in die Alveolen eindringen konnten.

Um hier die Frage nach der Geschwindigkeit der Umsetzung und Lösung des Quarzes beantworten zu können, wäre es erforderlich, für alle aufgearbeiteten Fälle zusammenzustellen, wie lange die betreffenden Kranken nach der Herausnahme aus der Staubarbeit noch am Leben geblieben sind. Vielleicht läßt sich aus der Länge dieser sicher verschiedenen Zeitspannen ein Hinweis auf die Auflösungsgeschwindigkeit finden. Nachträglich wird das ja wahrscheinlich kaum mehr möglich sein.

Wir möchten aber auf die Wichtigkeit der Mitteilung dieser Daten für die Zukunft hinweisen.

JONES hat 29 verschiedene Lungenreste aufgearbeitet, von denen er 1934 berichtete. Von diesen waren 21 Bergmannslungen, 5 stammen von Arbeitern aus der keramischen Industrie, 2 von Beschäftigten aus der Industrie der Steine und Erden, und einer war anscheinend in einer Silika-Steinfabrik tätig. Die Mineralien, die JONES aus diesen Lungen nennt, sind Quarz (große Teilchen), Serizit, Rutil, Kaolin (aus einer der Keramiker-Lungen). Ganz besonders ausführlich nimmt er Stellung zu dem auffälligen Nichtbekanntwerden (wir sagen dies ausdrücklich, um das Wort „Fehlen" zu vermeiden) von Erkrankungen aus dem Kolar-Gold-Feld Indiens. Auf Grund der Angaben, die er über dieses Vorkommen macht, handelt es sich dort um basische Gesteine („such as amphibolites and hornblende schists"), in denen die 2—5 Fuß dicken Goldquarzadern stecken. Allem Anschein nach wird in den basischen Gesteinen genau so gebohrt wie in den serizitfreien Goldquarzadern. Wir glauben dann aber auch, die Ursache der Nichterkrankung der Arbeiter von Kolar mit unserer Auffassung durchaus im Einklang stehend zu sehen, ohne das Fehlen des Serizits dafür verantwortlich machen zu müssen. Wir werden weiter unten auf diesen Fall noch einmal zurückkommen.

Da wir die Verhältnisse in den Waleser und Schottischen Kolengebieten nicht kennen, stützen wir uns auch für diese auf die Ausführungen, die JONES gibt. Von den Nebengesteinen des Waleser Anthrazits gibt JONES an, daß er sehr viel Serizit, aber keinen erkennbaren Feldspat aufweist; aller Feldspat ist in diesen Sandsteinen in Serizit umgewandelt, während in Schottland der gegenteilige Fall vorliegt. In Deutschland wissen wir gleichfalls, daß die Silikosegefährlichkeit der Arbeit nicht in allen Kohlengebieten gleich ist, wir wissen z. B., daß die Zahl der Erkrankungsfälle im Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirk ganz wesentlich größer ist als in Oberschlesien. In der Zusammensetzung der Nebengesteine liegt dabei aber kein wesentlicher oder prinzipieller Unterschied vor. Die Mächtigkeit der Flöze ist aber sehr verschieden und die Lagerungsverhältnisse sind andere. Diese Umstände be-

dingen Verschiedenheiten in den Abbauverhältnissen und bergmännischen Vorrichtungsarbeiten. Es ist sehr leicht möglich, daß diese durch den geologischen Bau veranlaßten Arbeitsbedingungen als Ursache für die unterschiedliche Gefährlichkeit der Arbeit aufzufassen sind.

Es ist vielleicht möglich, daß ähnliche Verhältnisse auch die verschiedene Gefährlichkeit der von JONES einander gegenüber gestellten Waleser und Schottischen Kohlengebiete zu erklären vermögen. Da aber weitere Unterlagen von JONES nicht gegeben werden und ein Vergleich auf Grund anderer Literaturangaben hier zu weit führen würde, sei nur betont, daß der angegebene petrographische Unterschied der Nebengesteine der beiden genannten großbritannischen Kohlengebiete allein die Silikosegefährlichkeit bzw. -ungefährlichkeit nicht unbedingt zu begründen braucht.

GERSTEL's (1935 und 1937) vergleichende Untersuchungen von 128 Staublungen haben einige außerordentlich wertvolle Erkenntnisse erbracht. Sie sind zum Vergleich mit unseren Ergebnissen heranzuziehen. GERSTEL hat die verschiedenen Lungenteile verascht und die Überreste chemisch aufgearbeitet. Er hat SiO_2, TiO_2 und Al_2O_3 bestimmt und hat festgestellt, daß „weder der Schweregrad der Staublungenkrankheit, noch der Umfang der Staubherde, noch die Stärke der Lymphknotenschwellung von dem SiO_2-, TiO_2- oder Aschengehalt allein abhängt. Jede Form der Staubkrankheit mäßigen, mittleren oder schweren Grades kann den gleichen Gehaltmengen zugeordnet werden."

Die Al_2O_3-Bestimmungen sollten vor allem die Grundlage für eine Kontrolle der Serizitmengen der Lungen bieten. GERSTEL hat, worauf JONES (1933) schon hinweist, mitgeteilt, daß er aus Lungenresten zahllose feinste Nädelchen isoliert hat, die CHUDOBA als Serizit angesprochen hat. Diese Serizitbestimmung ist einwandfrei. Trotzdem haben GERSTEL's Analysen und Umrechnungen auf Grund der stöchiometrischen Serizitformel ergeben, daß in keinem Fall die gefundenen SiO_2- und Al_2O_3-Mengen dem auf Grund dieser Formel zu fordernden Verhältnis entsprachen. Es ist auch kein anderes irgendwie regelmäßiges Proportionsverhältnis zwischen den beiden Oxyden aufgetreten. Immer ist viel weniger Tonerde gefunden worden als auf Grund des Kieselsäuregehaltes errechnet werden mußte, wenn Serizit allein in den Lungen vorhanden wäre. GERSTEL gibt an, daß die durchschnittliche Differenz 40—60% beträgt. Er folgert, daß „es nach den Analysen unmöglich ist, daß die Staubnädelchen, die im wiedergewonnenen Staub aus den Lungen gefunden wurden, ganz oder in gesetzmäßigem Teil Serizit sind und daß weder eine gesetzmäßige Speicherung, noch eine regelmäßige Ausscheidung von Serizit anzunehmen ist."

GERSTEL's analytische Ergebnisse stehen durchaus im Einklang mit den Ergebnissen unserer beschriebenen Lungenuntersuchungen. Wir müssen annehmen, daß auch in den verschiedenen von GERSTEL aufgearbeiteten Lungen kolloidale Kieselsäure vorhanden gewesen ist. Diese ist bei der Analyse natürlich miterfaßt worden und bedingt das starke Überwiegen der SiO_2. Die mineralogische Verschiedenheit der Mineralreste gestattet u. E. eine Berechnung, wie sie GERSTEL durchgeführt hat, nur in solchen Fällen, in denen der Rest mineralogisch einwandfrei qualitativ untersucht war. Im allgemeinen sind solche Berechnungen hier aber mit soviel Voraussetzungen behaftet, daß wir von ihnen abraten.

Mit großem Interesse kann man die von GERSTEL angekündigte röntgenspektroskopische Untersuchung seiner Reste erwarten.

JONES (1934) teilt eine der GERSTEL'schen ähnlichen Berechnung mit. Er hatte in seiner Lungenanalyse 4 gefunden, daß von 48,02% SiO_2 11,98% als im Serizit gebunden aufzufassen sind. Es blieben damit 36,04% übrig, die möglicherweise freie SiO_2 sein könnten. Auf Grund der Größenverhältnisse von einer Anzahl von sehr großen Quarzkörnchen, die nach JONES' Ansicht nicht in die Alveolen eingedrungen sein konnten, nimmt er an, daß die ganze Menge von 36,04% auf diese Quarze entfalle. Wir haben oben gleichfalls darauf hingewiesen, daß wir Quarz von solchen Dimensionen isoliert haben, der nicht in die Alveolen eingedrungen sein kann, sondern in den Bronchien und Bronchiolen stecken geblieben ist. Daß dieser Quarz einen Teil der gefundenen „überschüssigen" Kieselsäure vorstellt, steht außer Frage; auf Grund unserer Beobachtungen können wir aber nicht annehmen, daß die gesamte Menge so zu erklären ist.

Wenn hier auch die Möglichkeit betont wird, daß selbst im Fall der JONES'schen Analysen freie kolloidale Kieselsäure in den Lungen vorgelegen haben mag, die der Beobachtung entgangen ist, und wenn wir auch aus GERSTEL's Untersuchungen eine Bestätigung dieser Auffassung herauslesen, so sind wir doch vollkommen davon überzeugt, daß eingeatmeter Serizit schädlich ist und daß die Einatmung von reinem Serizitstaub eine Silikose hervorzurufen vermag.

Den Serizit in den Dachschiefern und den Serizit in dem Grünschiefer, der die Silikose des Arbeiters Waldschmidt verursacht hat, halten wir nach wie vor für schädlich und glauben nicht, daß die in diesen Gesteinen vorhandene freie Kieselsäure allein die Ursache für die Erkrankungen bei der Bearbeitung dieser Gesteine vorstellt.

Es sei hier auf die Untersuchungen und Versuche von SELTER & WEILAND (1935, 1937) bzw. von WEILAND (1937) hingewiesen, die Serizit als eine „hochnotorisch-schädliche Staubart" bezeichnen, deren Anwesenheit in einem Staubgemisch die Gefährlichkeit erhöht. Wie der von SELTER & WEILAND angegebene Widerspruch zu deuten ist, daß eingeatmete reine amorphe Kieselsäure keinen schädigenden Einfluß auf ein normales Lungengewebe und Quarzstaub keinen bemerkenswert schädigenden Einfluß ausüben könnte, vermögen wir nicht zu sagen.

GEISLER (1935) hat in Lungen von Mansfelder Pneumokoniosen allerdings nur verhältnismäßig wenig Serizit nachgewiesen, so daß er dem Serizit im Falle der Mansfelder Staublungen nur eine zurücktretende Rolle zuerkennen kann. Er hat auch schon die Frage der Löslichkeit der Kieselsäuremodifikationen angeschnitten. Eine echte Löslichkeit des Quarzes konnte anscheinend nicht festgestellt werden, während er aus Mansfelder Schiefer SiO_2 auslösen konnte.

Quarz ist bei Zimmertemperatur praktisch unlöslich. Aber schon bei erhöhten Temperaturen und feinster Zerteilung, wie sie der in die Lunge gelangende Quarzstaub hat, wächst die Löslichkeit (s. DÖLTER 1914). Weiterhin steigt diese noch erheblich in alkalischen Lösungen. Auch die Verwitterungserscheinungen und die Mineralpseudomorphosen nach Quarz beweisen seine Löslichkeit. Schon in reinem Wasser ist Quarz im Verhältnis 1 : 10 000 löslich. Kohlensäure, Sauerstoff und organische Stoffe er-

höhen die Löslichkeit. Bei der Verwitterung des Quarzes im Boden sind z. B. die Humussäuren von großem Einfluß. Die übrigen Varietäten der Kieselsäure haben natürlich eine geringere Widerstandsfähigkeit; die wasserhaltigen eine um so geringere, je höher ihr Wassergehalt ist.

Über die Frage der Löslichkeit und der Schädlichkeit der Quarzkieselsäure bzw. freier Kieselsäure überhaupt, gehen die Meinungen noch recht weit auseinander. Wir haben schon auf die Untersuchungen von Selter & Weiland (1935, 1937) hingewiesen, die durch ihre Versuche anscheinend keinen direkten Beweis hierfür erbringen konnten. Dagegen hat Siegmund (1935) und ebenso Giese (1935) silikotische Schwielen durch Quarz und kolloidale Kieselsäure experimentell erzeugt, und zwar hat er keine Inhalation von Staub durchgeführt, sondern den Versuchstieren die SiO_2 intravenös injiziert. Siegmund's Beobachtungen, besonders der Zusammenhang zwischen den typischen Schwielenbildungen und den Stellen der Speicherung von allerfeinst verteiltem Quarz beweisen, daß Quarz in Lösung gegangen ist und die gelöste kolloidale Kieselsäure die Schwielenbildung verursacht. Diese Beobachtung des Tierversuchs steht in bester Übereinstimmung mit den Ergebnissen unserer Aufarbeitung der Bergmannslungen.

Koppenhöfer's (1936) Untersuchungen weisen gleichfalls auf die gelöste kolloidale Kieselsäure als den schädigenden Faktor hin. Wie weitgehend es sich bei seinen Quarzbestimmungen nach dem Glühen des Präparats tatsächlich um vorher vorhanden gewesenen Quarz oder um beim Glühen umgewandelte vorher kolloidale Kieselsäure gehandelt hat, muß dahingestellt bleiben. Wir müssen annehmen, daß gerade bei den feinsten „Quarz"-Teilchen in vielen Fällen Neubildungen vorliegen (vgl. S. 732—733).

Wenn Jones nur Serizit bei der Aufarbeitung seiner Lungenreste erhalten hat und Serizit in den silikotischen Schwielen erkennt und auf der anderen Seite Siegmund und Koppenhöfer die kolloidale Kieselsäure als die Ursache dieser Knötchenbildung ansehen, so braucht das also nach unserer Auffassung durchaus kein unvereinbarer Gegensatz zu sein, für den Nicol (1935) diese Gegenüberstellung noch halten mußte.

Holstein (1935) hält den Übertritt der eingeatmeten Staubteilchen aus den Lungenbläschen in das Lungengewebe nur für möglich auf dem Wege der kolloidalen Lösung der Kieselsäure.

Auch Gardner (1935) berichtet über Einatmungsversuche an Meerschweinchen, bei denen die künstliche Erzeugung silikotischer Schwielen gelang. Ob dabei die Ausdrucksweise „Phagozytieren der Kieselsäure" als Lösung einerlei ob in kolloidalem oder in echt gelöstem Zustand aufgefaßt werden darf, das zu entscheiden muß von uns aus dahin gestellt bleiben.

Jötten & Poppinga (1936) haben Tierversuche mit einem Gemisch von Porzellanstaub, Mullit und Serizit ausgeführt. Diese haben ergeben, daß mit Staub allein auch bei Beimengung von Serizit keine Silikose hervorgerufen werden konnte. Nur bei gleichzeitiger Infektion mit Tuberkulose konnte eine typische Tuberkosilikosis erzeugt werden (vgl. Selter & Weiland 1935). Zickgraf (1936) und Novak (1936) haben die Frage der Wirksamkeit der Kieselsäure auf Grund des Schrifttums zusammenfassend dargestellt. Zickgraf stellt dabei besonders die Frage der hemmenden Einwirkung einer Kieselsäurezufuhr auf die Tuberkuloseschädigung in den Vordergrund. Diese hierher gehörigen Beobachtungen dürfen natürlich nicht außer acht gelassen

werden. Freilich liegt ihre Deutung außerhalb des Bereiches unserer Untersuchungen.

Diese Zusammenstellung von Beobachtungen aus der einschlägigen medizinischen Literatur erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Es ist uns nicht möglich, die medizinische Literatur derart zu verfolgen. Wir haben nur eine Reihe von Beispielen dafür bringen wollen, daß auch auf Grund anderer Beobachtungen oder Versuche der Nachweis einer Lösung von Quarz, freier oder silikatisch gebundener Kieselsäure im Körper als erbracht anzusehen ist.

Die allgemeinen Lösungsbedingungen der SiO_2 haben wir oben schon angeführt. Wichtig erscheint uns aber noch ein Vergleich mit der geologischen Beobachtung des Wanderns von kolloidaler Kieselsäure, die WROOST (1936) mitgeteilt hat. Die Untersuchung der Entstehung der Feuersteine (= amorphe bzw. kryptokristalline, ursprünglich kolloidale Kieselsäure), die in der Kreide Rügens lagenweise angeordnet sind, hat die Fragestellung veranlaßt, warum wird an einigen Stellen SiO_2 gelöst und an anderen wieder ausgeschieden? Die Umsetzungen verlaufen hier in einem chemischen System, in dem sich zunächst $CaCO_3$, SiO_2 in der Form des Opals und CO_2 haltiges Sickerwasser als Reaktionsträger befinden. Es wird dann nachgewiesen, daß zwischen der gelösten, freien Kohlensäure und dem $CaCO_3$ eine Reaktion eintritt, die ein Gleichgewicht zu erreichen strebt. Dieses Gleichgewicht ist durch verschiedene physikalisch-chemische Faktoren beeinflußbar, z. B. auch durch Druck und Temperaturveränderungen. Diese können bewirken, daß entweder die Menge an freier CO_2 durch Lösung von Kalk zurückgeht oder aber Kalk ausgeschieden werden kann und dadurch CO_2 wieder frei wird.

Wenn SiO_2 gelöst wird, dann umgibt sich jedes SiO_2-Teilchen mit einer Hülle von absorbierten Wasser-Molekülen. In diese Hülle können Ionen eintreten, dem Teilchen damit eine elektrische Ladung geben und es dadurch wanderfähig machen. Unter Umständen kann dieser Vorgang bis zur vollständigen Ionisierung, also echten Lösung führen. Wenn ein solches wasserhaltiges, kolloidales Kieselsäuresol vorhanden ist, dann können auch Kohlensäureionen (HCO_3^-) aufgenommen werden und damit die SiO_2-Wanderung ermöglichen. Wird dann aus irgendwelchen Gründen, z. B. durch mehr angreifbares $CaCO_3$, Kohlensäure aus der Adsorption an die SiO_2 entzogen, dann muß die SiO_2 die Wanderfähigkeit wieder verlieren und als Gel an Ort und Stelle bleiben. Durch diese Wechselwirkung wird dort die lagenweise Anreicherung von Feuersteinknollen erklärt.

Aus diesem Vergleich wird für die vorliegende Frage der Auflösung und Wanderung der Kieselsäure in der Lunge nur geschlossen, daß auch hier das CO_2 des Blutkreislaufs ionisiert in die Wasserhülle von SiO_2-Gelen eintreten kann und dadurch die Kieselsäure beweglich macht. Es ist durchaus nicht ausgeschlossen, daß solche beweglich gewordene SiO_2 durch den Stoffwechsel wieder ausgeschieden und damit unschädlich wird. Als Beweis ist die Auffindung von „Quarz" bzw. SiO_2 in den Nieren durch KOPPENHÖFER zu nennen. Wird aber die Kohlensäure in der Lunge wieder aus irgendwelchen Gründen dem SiO_2-Komplex entzogen, dann „fällt" sie aus, wird unbeweglich und kann die Veranlassung zu Schwielenbildung bieten.

Es sei hier darauf hingewiesen, daß eine Kontrolle der hier gegebenen Darstellung von medizinischer Seite an Hand der Funktionen der verschiedenen Lungenteile erwünscht wäre.

Diese Ionenanlagerung kann verschiedenen Charakter haben. Sie kann alkalisch oder sauer sein; sie wird also HCO_3^- (Anionen) oder Kationen (z. B. Alkali) aufnehmen können, je nachdem, welche Reaktion die umgebende Flüssigkeit aufweist. Diese Reaktion, die durch die P_h-Zahl gekennzeichnet ist, wird dadurch zu einem ausschlaggebenden Faktor, auf dessen mögliche Wichtigkeit Nicol (1935) schon hingewiesen hat.

In dieser P_h-Zahl, ihrer Schwankung und Verschiedenheit liegt aber möglicherweise auch die persönliche Veranlagung des einen oder anderen Menschen zur Silikoseanfälligkeit und der verschieden schnellere oder langsamere Verlauf der Erkrankung begründet. Wir wissen nicht, wie sich diese Reaktionszahl in der Lunge bestimmen läßt. Lediglich auf Grund des gegebenen Vergleiches und unserer Kenntnis von der ausschlaggebenden Wichtigkeit der alkalischen oder sauren Reaktion eines Mediums (= der P_h-Zahl) für den Verlauf chemischer Umsetzungen, besonders auch für die Verwitterung, sind wir der Ansicht, daß in der Bestimmung und möglichen künstlichen Beeinflussung der P_h-Zahl der Weg zu einer Einflußnahme auf den Verlauf der Erkrankung zu suchen ist.

Diese hier gekennzeichneten Lösungsvorgänge erklären aber auch, wie es möglich ist, daß ein Fortschreiten der Silikoseerkrankung nach Aufgeben der mit der Staubeinatmung verbundenen Tätigkeit immer wieder beobachtet werden kann. Es ist anscheinend möglich, daß Staubteilchen ungelöst vielleicht in den Bronchien und Bronchialen zurückgehalten werden, vielleicht auch in den Alveolen gespeichert sind und ganz allmählich, noch nach dem Aufhören der Arbeit, die mit der Staubeinatmung verbunden war, in Lösung übergeführt werden. Die P_h-Zahl regelt diese Lösung und auch die Wiederausscheidung der kolloidalen Kieselsäure; sie bedingt dann auch die Schwielenbildung. Gardner (1935) hat im Tierversuch das Fortschreiten der Erkrankung nach Beendigung der Bestäubung nachgewiesen.

Ein weiterer Beleg für die Wichtigkeit und Richtigkeit der ausschlaggebenden Bedeutung der Ionenreaktion im Körper ist die von Udluft (1934) früher gezeigte Tatsache, daß Silikoseerkrankungen nur aus solchen Gesteinsbetrieben bekannt sind, in denen mineralogisch saure Gesteine gewonnen, bearbeitet oder verarbeitet werden. Es ist kein Zweifel, daß auch mineralogisch basischer Staub in einer großen Zahl von Betrieben eingeatmet wird. Er ist aber unschädlich (vgl. das oben über Kolar gesagte!). Wenn diese Mineralien dann in der Lunge angegriffen und zersetzt werden, so sind eben Kationen anscheinend in genügender Zahl vorhanden und bringen es mit sich, daß die SiO_2 gelöst hinweggeführt werden kann. Gossner (1936) hat gleichfalls festgestellt, daß basische Stoffe der Entwicklung von Staublungen entgegenwirken und daß Basen auch in den Lungen auf die schädigende Wirkung der freien Kieselsäure hemmend wirken.

Diese Ausführungen zeigten, gestützt auf medizinische Beobachtungen, die Schädlichkeit von solchen Staubteilchen, die in der Lunge gelöst werden können. Sie betonen den richtungweisenden Einfluß der P_h-Zahl, die eine Wanderung der Kieselsäure möglich macht. Je nachdem, ob eine alkalische Reaktion und damit Kationen zur Anlagerung an die Kieselsäure vorhanden sind, kann diese ohne Schädigung für den Körper hinweggeführt werden. Die Bewegung der Kieselsäure kann aber in kolloidalem Zustand

auch durch die Anlagerung von HCO_3^- (An-) Ionen geschehen. Dann scheint unter dem Einfluß des Kreislaufes die CO_2 wieder entzogen zu werden, wodurch die Kieselsäure ausgeschieden und schädlich wirksam werden kann.

Es sind aber nicht alle Mineralien unter den physikalisch-chemischen Bedingungen, die in der Lunge herrschen, angreifbar. Vor allem erscheinen hier die Hydrosilikate widerstandsfähig und den lösenden Einflüssen zu trotzen. Vielleicht ist sogar eine Neubildung von solchen Mineralien möglich. Diese Hydrosilikate wie Serizit, Kaolin (der ja z. B. von GUDJONSSON, aber auch oben in unserer Aufarbeitung gefunden worden ist) und anscheinend auch bestimmte Formen des Asbestes werden nicht gelöst, sondern dringen in die Lungen (mechanisch ?) ein. (Dieses Eindringen ist dabei für uns ungeklärt.) Dort können sie das Gewebe zur Ausbildung von Hüllen um die Kriställchen (vgl. Bildung der Asbestosiskörperchen) reizen, diese wirken dann durch die Verkleinerung des Atmungsraumes schädlich.

Wir kommen also zu einem relativ einheitlichen Bild der Gegenwehr des Körpers gegen den eindringenden Staub. Durch Lösung oder Einkapseln sucht er sich der Fremdkörper zu erwehren. Je nach der physikalisch-chemischen Reaktion der Staubteilchen und der Körperflüssigkeit werden die gelösten Stoffe unschädlich abgeführt, oder aber sie geben durch Ausfällen der kolloidal gewanderten Kieselsäure zur Schwielenbildung Anlaß. Selbstverständlich wird in den meisten Fällen wahrscheinlich sowohl die Auflösung von bestimmten Teilchen, vor allem auch von den eingedrungenen Quarzteilchen, als auch die Einkapselung von unlöslichen, widerstandsfähigen Mineralien eine Rolle spielen und das Bild der Erkrankung dementsprechend variieren. Es ist also erforderlich, in jedem Fall die mineralogische Zusammensetzung des eingeatmeten Staubes zu untersuchen, wenn das Bild der Erkrankungen restlos gedeutet werden soll.

E. Zusammenfassung

Die Untersuchung des Mineralinhalts eines von einem Steinkohlenbergmann stammenden Lungenrestes wird durchgeführt, nachdem die Aufarbeitung nach einigen Methoden geschehen ist, die vom mineralogischen Standpunkt aus als einwandfrei zu bezeichnen sind. Übereinstimmend ergeben diese Aufarbeitungsverfahren, daß praktisch kein Quarz in dieser Lunge nachgewiesen werden kann, er dort also nur in verhältnismäßig geringen Mengen vorhanden ist. Serizit, Kaolin und Feldspäte sind die wichtigsten wiedergefundenen Mineralien. Die Untersuchung aller Auswaschflüssigkeiten hat aber gezeigt, daß eine beträchtliche Menge kolloidaler Kieselsäure in der Lunge enthalten gewesen ist. Diese Kieselsäure muß durch Auflösung und Umlagerung aus eingeatmetem Quarz hervorgegangen sein.

Diese Auflösung des Quarzes und die Wanderung der Kieselsäure wird eingehend erörtert, und es wird festgestellt, daß die durch die P_h-Zahl gekennzeichnete Ionenreaktion der Lunge und die in der Lunge vorhandenen Kationen allem Anschein nach die Gegenwehr des Körpers gegen die eingedrungenen Staubteilchen bestimmen und damit den Verlauf der Erkrankung regeln. Es wird versucht, ein einheitliches Bild vom Wesen der Staublungenerkrankung vom mineralogischen Standpunkt aus zu zeichnen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

E. Schriften

Beger, P. J.: Neue Beobachtungen an Asbestosiskörperchen. — Arch. Gewerbepathol. u. Gewerbehyg., **6**, S. 349—392. 1935.

Dölter, C.: Handbuch der Mineralchemie. — **2**, 1. Hälfte, S. 115—272. 1914.

Faber, O. M.: Nachweis und Größenbestimmung ultramikroskopischer Quarzteilchen im Lungengewebe. — Staub, **3**, S. 372—387. 1936.

Gardner, L. U.: The experimental production of silicosis. — Publ. Health Rep., **50**, S. 695—702. 1935.

Geisler, W.: Über den Staub in Mansfelder Pneumokoniosen. — Arch. Gewerbepathol. u. Gewerbehyg., **6**, S. 87—116. 1935.

Gerstel, G.: Vergleichende Untersuchung an Staublungen. 1. T.: Chemische Verfahren zur Untersuchung von Staublungen. — Arch. Gewerbephatol. u. Gewerbehyg., **5**, S. 249—264. 1934.

2. T.: Über den Kieselsäure- und Titangehalt der Lunge von 100 Staubkranken. — Ebenda, **6**, S. 304—348. 1935.

3. T.: Über den Aluminiumoxyd-Gehalt der Lungen von 128 Staubkranken. — Ebenda, **8**, S. 277—316. 1937.

Giese, W.: Experimentelle Untersuchungen zur Staublungenfrage. — Beitr. pathol. Anat., **94**, Nr. 3. 1935.

Gossner, B.: Untersuchung über die Frage nach den bei der Silikose wirksamen mineralischen Stoffen. — Reichsarbeitsbl. III, **16**, Arbeitsschutz Nr. 9, S. 234—237. 1936.

Gudjonsson & Jacobson: A fatal case of silicosis. — I. ind. Hyg., **34**, S. 166 ff. 1934.

Hellmers, J. H. & Koehler, R.: Die Veränderung des Brechungsexponenten der Tonerde unter dem Einfluß von Wasser und Düngesalzen. — Z. Pflanzenern. usw., **34**, A, S. 162—172. 1934.

— : Die Veränderung des Brechungsexponenten des Kieselsäuregels unter dem Einfluß von Wasser und Düngesalz. — Z. Pflanzenern. usw., **35**, A, S. 208—215. 1934.

— : Die Bestimmung von Tonerde- und Kieselsäuregel im Boden auf optischem Wege. — Mitt. Lab. preuß. geol. L.-A., **21**, S. 22—54. 1935.

Hellmers, J. & Udluft, H.: Vergleichende mineralogische Untersuchung einer Bergmannslunge. — Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, **86**, S. 572—579. 1937.

Holstein, E.: Die Gefährdung der Staubarbeiter durch Kieselsäure. — Med. Klin. Nr. 5, S. 140—144. 1935.

Jötten, K. W. & Hoppinga, H.: Die Bedeutung der freien kristallinischen Kieselsäure (SiO_2) für das Zustandekommen der Silikosis und Silikotuberkulosis. — Med. Welt, **10**, Nr. 16, S. 545—550. 1936.

JONES, W. R.: Silicotic Lungs, the minerals they contain. — J. Hyg., **33**, S. 307 bis 328. 1933.

— : Silicosis. — Meetings Inst. mining and metallurgy. 1934 (1934 a).

— : Silicosis (the Sericite Theory). — Colliery Guardian, **148**, S. 294—296, 341 bis 342. 1934 (1934 b).

KOPPENHÖFER, G. F.: Morphologische Untersuchungen über das Verhalten des Quarzstaubes im silikotischen Gewebe. — Arch. Gewerbepathol. u. Gewerbehyg., **6**, S. 18—37. 1936.

LARSEN, E. S.: The microscopic determination of the nonopaque minerals. — Bull. **679**, U. S. geol. Surv. Washington 1921.

NICOL, K.: Die Staublunge des Flußspatarbeiters; zugleich ein Beitrag zu der Frage der Staublunge und Staublungentuberkulose. — Veröff. Gewerbe- und Konstitutionspathol. Jena 1933.

— : Die Staublungenerkrankungen. — Ergebn. inner. Med. u. Kinderheilk., **49**, S. 82 ff. 1935.

NOVAK, A.: Einiges über Silikosen. — Unfall-Vers. (Prag), **4**, S. 14—20, 51—58, 97—109. 1936.

SCHEID: Über die Methodik der Darstellung und Bestimmung des in pneumokoniotischen Geweben abgelagerten Staubes. — Beitr. pathol. Anat., **86**, S. 93. 1932.

SELTER, H. & WEILAND, P.: Silikose und Tuberkulose. — Zbl. Gewerbehyg., **22**, S. 12—34, 61—74. 1935.

— : Staub und Tuberkulose. — Arch. Gewerbepathol. u. Gewerbehyg., **8**, S. 71—82. 1937.

SIEGMUND, H.: Die experimentelle Erzeugung von silikotischen Schwielen durch Quarz und kolloidale Kieselsäure. — Arch. Gewerbepathol. u. Gewerbehyg., **6**, S. 1—17. 1935.

SUNDIUS, N., BYGDEN, A. & BRUCE, T.: Der Staubinhalt einer Keramikerlunge. — Ber. deutsch. keram. Ges., **17**, S. 73—90. 1936.

SUNDIUS, N. & BYGDEN, A.: Der Staubinhalt einer Asbestosislunge und die Beschaffenheit der Asbestosiskörperchen. — Arch. Gewerbepathol. u. Gewerbehyg., **8**, S. 26—70. 1937.

UDLUFT, H.: Die Entstehung der Silikose vom Standpunkt des Mineralogen. — Zbl. Gewerbehyg. u. Unfallverhütung, **22**, N. J. **12**, H. 5/6, S. 81—87. 1935.

WAETJEN, J., VON WOLFF & JAEGER: Zur Kenntnis der Mansfelder Staublunge mit chemischer und phasenanalytischer Untersuchung des Staubes. — Arch. Gewerbepathol. u. Gewerbehyg., **2**, S. 688. 1931.

WAETJEN, J.: Die Mansfelder Staublunge auf Grund pathologisch-anatomischer Untersuchungen. — Nova Acta leopold., N. F. **3**, Nr. 16, S. 477—594. 1936.

Weiland, P.: Die schädigende Wirkung von Serizit und Stahlschleifstaub, vergleichende experimentelle Untersuchungen an Meerschweinchenlungen. — Arch. Gewerbepathol. u. Gewerbehyg., **8**, S. 412—425. 1937.

Wroost, V.: Vorgänge der Kieselung. — Abh. senckenb. naturf. Ges., Abh. **432**. Frankfurt a. M. 1936.

Zickgraf, G.: Das Problem: Kieselsäure und Lungentuberkulose im Lichte des neueren und neuesten Schrifttums. — Münch. med. Wschr., **83**, S. 875 bis 876. 1936.

Urschrift eingegangen am 28. Oktober 1938

Druckauftrag erteilt am 26. Oktober 1939

Tier- und Pflanzenversteinerungen aus dem Oberdevon von Blosenberg im Vogtland

Von Hans Gallwitz, Dresden und Walther Gothan, Berlin

Tafel 49 und 1 Abbildung

Inhalt

Seite

I. Einleitung 755
II. Fundpunkt und Fundschicht 756
III. Stratigraphische Stellung 757
IV. Paläontologie 758
a) Fauna 758
b) Flora (W. Gothan) 762
1. Vorkommen der Pflanzenreste 763
2. Beschreibung der Form 763
α) *Blosenbergia gallwitziana* n. g., n. sp. 763
β) Andere Pflanzenreste 766
V. Schriften 767

I. Einleitung

Die paläontologische Erforschung des vogtländischen Oberdevons hat neben einer großen Ausbeute an tierischen Versteinerungen neuerdings auch Pflanzenreste geliefert, die nicht nur örtliches Interesse beanspruchen dürfen, sondern unsere Kenntnis der früh-oberdevonischen Flora um eine interessante Form bereichern. Die Pflanzen kommen mit einer Fauna zusammen vor, in der Schnecken zahlreich vertreten sind. Da auch über oberdevonische Schnecken erst verhältnismäßig wenig bekannt geworden ist, sollen hier die Pflanzenreste und die sie begleitenden Schnecken eine gesonderte Darstellung erfahren.

Der Fundpunkt Blosenberg ist als Lieferant tierischer Versteinerungen schon länger bekannt. Herr Studienrat Schlosser, Plauen, machte mich (Gallwitz) freundlicherweise auf ihn aufmerksam. Bei seiner genaueren Untersuchung im Sommer 1937 stieß ich auf eine nur wenige Zentimeter mächtige Schicht mit Pflanzenversteinerungen. Die Pflanzenreste waren zum Teil so gut erhalten, daß ich sie Herrn Gothan, Berlin, zur Ansicht vorlegte, zumal mir derartige Pflanzenreste aus dem Oberdevon noch nicht bekannt waren. Er erkannte, daß hier eine neue Gattung fossiler Pflanzen gefunden war aus einem Horizont, der überhaupt bisher erst sehr spärliche Florenreste geliefert hatte. Wir vereinbarten daher eine gemeinsame Untersuchung und Ausbeutung des Fundpunktes für den Sommer 1938. Die

Deutsche Forschungsgemeinschaft bewilligte für diese Arbeiten die erforderlichen Mittel, wofür wir ihr hiermit unseren Dank abstatten.

Die Geländearbeiten fanden im Juli 1938 statt und lieferten eine Anzahl weiterer Pflanzenversteinerungen und eine Fauna, die gegenüber anderen Fundpunkten des gleichen Horizontes der Umgebung eine durch das Vorherrschen von Schnecken abweichende Zusammensetzung zeigt. Nur diese Schnecken seien hier beschrieben, während die weniger zahlreichen Korallen und Brachiopoden zweckmäßigerweise mit entsprechenden Stücken anderer Fundpunkte bearbeitet werden, von wo die gleichen Arten zahlreicher und zum Teil in besserer Erhaltung vorliegen.

II. Fundpunkt und Fundschicht

Das Dorf Blosenberg liegt im sächsischen Vogtland 8 km nordöstlich von Hof, an der Straße nach Plauen i. V. Auf der geologischen Spezialkarte von Sachsen liegt der Ort am Westrand des Blattes Bobenneukirchen—



Abb. 1. Ansicht im Schurf freigelegter Schichten im Hohlweg bei Blosenberg i. V. S = Grauwacke, H = Harnisch, O = Obere Pflanzenschicht, U = Untere Pflanzenschicht. Phot. GALLWITZ

Gattendorf (Blatt 150), während er auf der neuen topographischen Karte (neue Meßtischblattnummer 5637) auf Blatt Heinersgrün (Blatt 149) zu liegen kommt.

Vom oberen Ausgang des Dorfes Blosenberg steigt ein Hohlweg am Südhang des gleichnamigen Berges nach Südwesten an. Seine Böschungen

sind jetzt dicht mit Gebüsch und Strauchwerk verwachsen, die ein fast undurchdringliches Dickicht bilden. Zur Zeit der geologischen Aufnahme des Blattes müssen aber hier gute Aufschlüsse bestanden haben. E. Weise (1898) beschreibt die Schichtfolge des Hohlweges in den Erläuterungen zu Blatt 150, um die Stellung eines kleinen Kalklagers von 1,50—2 m Mächtigkeit in seinem Schichtverbande festzulegen, das ihm seiner Zeit einige Fossilien geliefert hatte.

Dieses Kalklager ist jetzt nicht mehr aufgeschlossen. Der neue Fundpunkt liegt vielmehr nach der Karte zu urteilen im Hangenden des Kalkes. Von hier erwähnt E. Weise keine Fossilfunde.

Etwa 80 m oberhalb des obersten Gehöftes von Blosenberg stehen in der Wegböschung schiefrige Schichten an, die reichlich Schnecken und Korallen führen, seltener Brachiopoden. Etwas unterhalb befindet sich Grauwacke mit zwei pflanzenführenden Schichten. Hier legten wir durch Rodung des Dickichts die Schichten frei, die in flacher Lagerung (N 80° W, 10° S) folgendes Profil zeigen:

Hangendes: Schiefer, Grauwacke und Konglomerat.

2,00 m hellgrüne bis graue, sehr dichte und spröde Tuffschiefer, schwach kalkig, wetzschieferartig mit splittrigem Bruch. In ihrem mittleren Teil finden sich zahlreich Schnecken und Korallen, während die liegenden 70 cm fossilfrei sind.

Die Grenze gegen das Liegende bildet eine Schichtfläche mit Harnisch, dessen Striemung N 40° O verläuft.

2 m hellgrüne bis graue, sehr dichte und spröde Tuffschiefer, schwach kalkig, wetzschieferartig mit splittrigem Bruch. In ihrem mittleren Teil finden sich zahlreich Schnecken und Korallen, während die liegenden 70 cm fossilfrei sind.

Die Grenze gegen das Liegende bildet eine Schichtfläche mit Harnisch, dessen Striemung N 40° O verläuft.

0,03 m feinkörnige, schiefrige Grauwacke mit Pflanzenresten (oberer Pflanzenhorizont),

0,50 m dickbankige Grauwacke, zum Teil konglomeratisch mit einzelnen Brachiopoden und Korallen, selten Schnecken,

0,02 m feinkörnige, schiefrige Grauwacke mit Pflanzenresten (unterer Pflanzenhorizont).

Liegendes: dickbankige Grauwacke.

Die Schichten werden von steilen Kluftschwärmen durchsetzt, die N 50° W und N 55° O streichen. Der Harnisch zwischen der Grauwacke und den Schiefern ist auf Schichtgleitungen bei disharmonischer Faltung zurückzuführen, da die Schiefer stärker verdrückt sind als die Grauwacke. Eine größere tektonische Schichtlücke scheint nicht vorzuliegen.

III. Stratigraphische Stellung

E. Weise (1898) hatte die untersuchten Schichten zum Mitteldevon gestellt, doch sind sie nach neuerer Auffassung (Kossmat 1925) oberdevonisch. Faunistisch und auch faziell sind manche Beziehungen zum Planschwitzer

Horizont vorhanden. Dieser klassische Fundpunkt führt seine Fauna in milden Tuffschiefern, die tiefgründig verwittert sind, weswegen dort die Fossilien meist ohne Schalen vorkommen. Dagegen sind die Blosenberger Stücke meist noch mit Kalkschale erhalten. Die Verwitterungsrinde am Gestein mißt nur wenige Zentimeter, innerhalb der die Kalkschalen weggelöst worden sind.

Die Zugehörigkeiten der Schichten von Blosenberg zum unteren Oberdevon konnte durch ihren Fossilinhalt unmittelbar belegt werden. Außer den schon erwähnten Schnecken, Korallen und Brachiopoden fand sich ein Goniatit. Es handelt sich um ein kleines Exemplar aus der Gruppe des *Tornoceras subundulatum* FRECH. Das Stück mißt nur 6 mm im Durchmesser, zeigt aber deutlich den abgeflachten Rücken mit seitlichen Längsleisten und schwach bauchige Seiten. Einschnürungen sind vorhanden, der Nabel ist sehr eng, wahrscheinlich geschlossen. Die in Bruchstücken erhaltene Schale läßt die bikonvexen Anwachsstreifen erkennen. Wahrscheinlich gehört das Stück der Art *T. cinctum* KEYSERLING an.

Wenn auch das Stück wegen seiner Kleinheit der Art nach nicht sicher zu bestimmen ist, so zeigt es doch einwandfrei einen Gehäusetyp, der unter den Tornoceraten nur im Oberdevon I auftritt. Die Schichten sind daher in das untere Oberdevon zu stellen.

IV. Paläontologie

a) Fauna

Bellerophon tuberculatus D'ORB.

1852 *Bellerophon tuberculatus* SANDBERGER: Nassau, S. 181, Taf. 22, Fig. 9, 9 a, 9 b

1853 *Bellerophon tuberculatus* GEINITZ: Grauwackenformation, S. 44, Taf. 11, Fig. 12 a, 12 b

1854 *Bellerophon tuberculatus* D'ORB. ? F. A. ROEMER: Beiträge,3, S. 33, Taf. 5, Fig. 5

1864-1866 *Bellerophon alutaceus* n. sp. F. A. ROEMER :Beiträge, 13, S. 230

1885 *Bellerophon alutaceus* CLARKE: Iberger Kalk, S. 347

Ein kleines Exemplar von 13 mm Durchmesser liegt aus den splittrigen Tuffschiefern vor. Die Erhaltung der Schale ist so ausgezeichnet, daß die reihenweise Anordnung der Knötchen in spitzwinklig zum Schlitzband verlaufenden Reihen unter der Lupe deutlich zu erkennen ist.

SANDBERGER hat beobachtet, daß die Schale zweischichtig ist und die untere Schicht sowie der Steinkern glatt sind. An dem vorliegenden Stück ist über der knotigen Schicht eine fast glatte erhalten, die wahrscheinlich die innere Schicht der nächsten, sonst nicht erhaltenen Windung darstellt.

Die Stücke des von GEINITZ beschriebenen Magwitzer Materials[1]), die mir vorliegen, zeigen ebenfalls glatte Steinkerne. Der bei GEINITZ abgebildete

1) Für die leihweise Überlassung des einschlägigen Fossilmaterials aus dem Museum für Mineralogie und Geologie (Zwinger) danke ich Herrn Professor Dr. E. RIMANN auch an dieser Stelle.

Abdruck einer Schale ist sehr schlecht wiedergegeben (Fig. 12 b), in Wirklichkeit stehen die Knötchen viel regelmäßiger.

Zu dieser Art ist auch die von F. A. Roemer abgetrennte Form *B. alutaceus* zurückzustellen. Dieser Name taucht zum ersten Male bei F. A. Roemer in der Synonym-Tabelle am Schluß der Beiträge auf und bezieht sich auf die als *B. tuberculatus* ? d'Orb. beschriebene Form. Clarke hat dann diese neue Benennung beibehalten, seine Synonymangabe: Roemer, Beiträge, 3, S. 30, ist allerdings falsch, bei Roemer kommt *B. alutaceus* lediglich in der Synonymliste vor (Beiträge, 13, S. 230).

Da es also keine eindeutige Charakterisierung der Art B. *alutaceus* gibt und als einzige Abweichung von *B. tuberculatus* die geringere Größe der Knötchen angegeben wird, die sich aber mit dem Wachstum der Schale ändert, werden am besten alle Formen in der einen Art vereinigt bleiben. Diese schon im Mitteldevon häufige und weit verbreitete Art ist auch im unteren Oberdevon noch gut vertreten.

Murchisonia (Mourlonia?) zitteli (Holzapfel)

1832 *Pleurotomaria zitteli* (Holzapfel): Adorf, S. 252, Taf. 47 Fig. 2

Die vorliegenden Stücke sind nicht vollständig erhalten, doch läßt sich feststellen, daß das ziemlich spitze Gehäuse aus mindestens sieben Umgängen besteht. Durch Wegätzen der Schale konnte die sehr gut erhaltene Skulptur der Schale im Abdruck freigelegt werden.

Auf der gleichmäßig gewölbten Außenseite der Umgänge sind sieben bis neun Spiralstreifen vorhanden, die an den Kreuzungspunkten mit den etwas zarteren Längsstreifen einen Knoten tragen. Die Längsstreifen verlaufen etwas schräg nach hinten — unten.

Eine ähnliche Skulptur besitzt *Murchisonia ornata* Trenker (1867, S. 9, Taf. I, Fig. 15) aus dem Iberger Kalk. Bei dieser Art treten allerdings einige spirale Knotenreihen vor den anderen kräftig hervor, was bei unserem Material nicht der Fall ist.

Während Clarke (1885, S. 352) die Trenker'sche Art wohl mit Recht der Gattung *Worthenia* zuordnen möchte, kommt für die Holzapfel'sche mit ihren gleichmäßig gewölbten Seiten eher die Gattung *Mourlonia* in Frage. Eine endgültige Entscheidung dieser Frage wird erst an Hand eines vollständigeren Materials möglich sein.

Baylea sp.

Taf. 49, Fig. 1 a, 1 b

Diese Gattung ist durch die einen Winkel von etwa 90° einschließende Kante im oberen Teil ihrer Windungen leicht erkennbar. Einige Steinkerne von Blosenberg zeigen dieses Merkmal sehr deutlich und lassen erkennen, daß sich die Kante erst mit dem Beginn der dritten Windung entwickelt.

Die Skulptur ist nur schlecht als Abdruck erhalten. Zahlreiche kräftige Spiralstreifen sind erkennbar.

Die unterkarbonische *B. simplex* DE KON. (1883, S. 74, Taf. 27, Fig. 12 bis 15) steht unserer Art offenbar nahe. Sie hat die Kantenbildung auch schon auf den ersten Windungen, während die ältere Art dies Merkmal erst auf der 3. entwickelt.

Porcellia primordialis SCHLOTH.

Taf. 49, Fig. 2 a, 2 b

1885 *Porcellia primordialis* CLARKE: Iberger Kalk, S. 348

Es liegen vier Exemplare aus den Tuffschiefern und der Grauwacke von Blosenberg vor. Das Gehäuse ist symmetrisch aufgerollt und hat vier Umgänge mit mäßiger Dickenzunahme.

Die Berippung besteht aus schwach wellig gebogenen Radialrippen, die sich unregelmäßig gabeln. Spiralstreifen fehlen oder sind nur schwach angedeutet. Die Rippen sind am deutlichsten an der Naht entwickelt, nach außen hin werden sie flacher und verwaschen. Der Steinkern ist glatt, nur auf dem Rücken zeigt er die hervortretende Spur des Schlitzbandes, die von zwei schmalen Kielen begleitet wird.

An Schalenresten ist der zweischichtige Bau der Schale zu beobachten.

Platyschisma wurmii (F. A. ROEMER)

Taf. 49, Fig. 3

1843 *Rotella wurmii* F. A. ROEMER: Harz, S. 30, Taf. 8, Fig. 6
1885 *Platychisma (?) wurmii* CLARKE: Iberger Kalk, S. 358

Ein Steinkern mit Schalenresten aus der konglomeratischen Grauwacke zeigt das sehr niedrige Gewinde, dessen erster Umgang etwas abgeflacht ist. Die Dickenzunahme ist gering, vier Umgänge.

Die Oberseite der Windungen fällt schräg nach außen ab, so daß eine deutliche Kante an der wenig eingesenkten Naht entsteht, was ihr das *Helix*-artige Gepräge verleiht. Die Schale ist glatt und ziemlich dünn im Gegensatz zu den meisten anderen in diesen Schichten gefundenen Schnecken.

Straparollus blosenbergensis n. sp.

Taf. 49, Fig. 4 a, 4 b

Das Gehäuse ist niedrig. Die Windungen sind gegen die Naht etwas abgeflacht, biegen aber scharf gegen die schwach gewölbte Unterseite ein. Der Nabel ist sehr eng oder geschlossen.

Die Skulptur besteht aus sehr zahlreichen Spiralstreifen. Es kommen etwa drei bis vier auf 1 mm. Diese Spiralstreifung wird gekreuzt von ebenso dicht liegenden Anwachsstreifen, die nur etwas feiner zu sein pflegen. Sie verlaufen in einem nach vorn schwach konkavem Bogen über die Schale. Es entsteht auf diese Weise ein sehr feines, gleichmäßiges Netzwerk, das die gesamte Schale bedeckt. Ein Schlitzband kann also nicht vorhanden sein.

Die bisher bekannten Arten der Gattung *Straparollus* zeigen vorherrschend Anwachsstreifen, während die Spiralstreifung zurücktritt oder ganz

fehlt. Bei unserer Art sind beide Skulpturelemente in gleicher Dichte vorhanden und die Spiralstreifung hat durch ihre etwas größere Dicke sogar den Vorrang.

In die nähere Verwandtschaft gehört möglicherweise die von KIRCHNER beschriebene *„Turbo" soetenichensis*. Auch hier ist ein gitterförmiges Netzwerk auf der Schale entwickelt mit allerdings anderem Verlauf der Anwachsstreifen. Auch sind die Umgänge unserer Art nicht kantig, wie bei der mitteldevonischen Art, deren Gehäuse außerdem höher ist. Immerhin weist KIRCHNER auf die *Straparollus*-artige Gestalt seiner Jugendexemplare hin.

Naticopsis inflata (F. A. ROEMER)

Fig. 49, Fig. 5, 6

1843 *Natica inflata* F. A. ROEMER: Harz, S. 27, Taf. 7, Fig. 8
1885 *Naticopsis inflata* CLARKE: Iberger Kalk, S. 353

Diese Art liegt in zahlreichen Stücken vor. Das Gehäuse besteht aus drei Umgängen, die rasch, aber gleichmäßig an Dicke zunehmen. Das Gewinde ist niedrig, die Umgänge bedecken sich meist mehr als zur Hälfte, selten weniger, wie dies auch CLARKE an den Stücken des Iberger Kalkes beschreibt.

Anwachsstreifen sind nur an wenigen Stücken und dann nur sehr schwach und unregelmäßig verlaufend zu erkennen. Meist erscheinen Schale und Steinkern vollständig glatt. Die Schale ist sehr dick. Der Außenrand der Mündung ist nicht verdickt, die Parietalschwiele vorhanden.

Einige Stücke haben einen stärker herabgebogenen letzten Umgang, so daß die Höhe des Gehäuses größer wird und die Mündung schräg oval erscheint. Wahrscheinlich ist diese abweichende Form auf Verdrückung zurückzuführen, da sie sich auch bei der in der Gehäuseform sehr ähnlichen Art *N. gothani* an einzelnen Stücken beobachten läßt.

Naticopsis gothani n. sp.

Taf. 49, Fig. 7 a, 7 b

Das etwa 20 mm große Gehäuse hat ein niedriges Gewinde von drei Umgängen, die rasch und gleichmäßig an Dicke zunehmen. Der Querschnitt der Windung ist rundlich. Die Höhe des Gehäuses verhält sich zur Höhe des Gewindes wie 1:4.

Die Schale ist sehr dick, bis zu 2 mm und besteht aus zwei ziemlich gleich starken Schichten, die sich leicht voneinander lösen und oft in der Färbung des Kalkspates etwas verschieden sind. Beide Schalenschichten tragen feine, sehr gleichmäßige, rundliche Längsrippen. Auf dem letzten Umgang kommen durchschnittlich zwölf auf 5 mm, auf den älteren Windungen stehen sie etwas enger. Sie biegen sich von der Naht zunächst schräg rückwärts, verlaufen dann aber gradlinig über die Außenseite nach unten. Die Mündung ist nur am Steinkern erhalten und zeigt den Abdruck einer Innenschwiele. Sonst ist der Steinkern glatt.

Die Form des Gehäuses ist wenig von der vorhergehenden Art verschieden. Nach dem vorliegenden Material scheint unsere Art durchschnitt-

lich ein etwas niedrigeres Gewinde zu besitzen. Im wesentlichen unterscheidet sich die neue Art durch die gleichmäßige Berippung von der vorhergehenden, die meist glatt oder nur mit schwachen unregelmäßigen Anwachsstreifen versehen ist.

Eine ähnlich ausgeprägte Berippung habe ich nur bei der unterkarbonischen Art *N. consimilis* de KON. feststellen können. Nach der Abbildung de KONINGK's (1883, Tafel 2, Fig. 4) ist der zweischichtige Bau der Schale mit Berippung auch der unteren Schicht zu erkennen, während der Steinkern glatt ist. Allerdings hat *N. consimilis* vier Umgänge und eine geringere Dickenzunahme als die oberdevonische Art.

Capulus cf. *galeroides* CLARKE

Taf. 49, Fig. 3

1335 *Capulus galeroides* CLARKE: Iberger Kalk, S. 363, Taf. 5, Fig. 12

Diese Art hat CLARKE auf Grund eines Exemplares von Rübeland im Harz aufgestellt. Bei Blosenberg sind mehrere Stücke als Abdrücke und Steinkerne aus den splittrigen Tuffschiefern zum Vorschein gekommen, die im wesentlichen mit den Merkmalen des Rübeländer Stückes übereinstimmen, nur sind die vogtländischen Stücke etwa doppelt so groß.

Das Gehäuse ist flach und besitzt nur knapp zwei Umgänge, die sich rasch zu der großen Mündung erweitern.

Die etwas exzentrischen Anwachsstreifen sind fein, werden gegen den unteren Rand hin deutlicher und etwas schuppig.

Es scheint mir sehr wahrscheinlich zu sein, daß das von CLARKE beschriebene Stück eine Jugendform dieser Art ist.

b) Flora (W. GOTHAN)

Im Jahre 1935 brachte mir Herr GALLWITZ einige Proben fossiler Pflanzen aus dem Oberdevon von Blosenberg (Vogtland), halbwegs zwischen Plauen im Vogtlande und Hof in Bayern, die eine mir unbekannte Form darstellten und verhältnismäßig gut erhalten waren, so daß eine nähere Aufschürfung zur Gewinnung weiterer Reste sehr wünschenswert erschien, die auch 1938 ausgeführt wurde (S. 756). Die älteren Devon-Pflanzen haben gerade in Deutschland in dem letzten Jahrzehnt so bedeutende Funde geliefert, daß sie ebenbürtig neben die schottisch-englischen Funde getreten sind, mit deren Bearbeitung — man kann sagen — die neue Ära der Erforschung der Devon-Flora und damit der ältesten bekannten Landflora Anfang der zwanziger Jahre eingeleitet wurde.

Die Oberdevon-Floren nähern sich in ihrer Beschaffenheit bekanntermaßen den karbonischen, weswegen die Zeit des Pteridophytikums auch mit dem Oberdevon begonnen wird. Ältere Schichten des Oberdevons sind besonders wichtig, da diese den Anschluß an die Floren des jüngeren Mitteldevons vermitteln, wie sie von WEYLAND und KRÄUSEL besonders in den Honseler-Schichten bei Elberfeld ausgebeutet und beschrieben worden sind, nachdem bereits früher besonders der Düsseldorfer Fabrikant PIEDBOEUF mit Funden aus der benachbarten Gegend begonnen hatte. Eine Flora des

älteren Oberdevons ist durch Verfasser und F. Zimmermann, Waldenburg, aus Niederschlesien bekannt geworden, sonst sind Nachrichten von diser sehr spärlich. Da es sich nach Gallwitz um älteres Oberdevon handelt, war der Fundpunkt Blosenberg wichtig, zumal weit und breit nichts von einer derartigen Devonflora bekannt ist. Nur Mägdefrau (1936) hat kürzlich aus Thüringen einige Oberdevon-Pflanzen beschrieben, allerdings von sehr mäßiger Erhaltung, und es scheint, als ob gewisse von ihm beschriebene Formen an unserm Fundpunkt vorherrschen. Wir werden auf sie noch zurückkommen.

1. Vorkommen der Pflanzenreste

Die näheren Umstände sowie das Profil des Aufschlusses sind von Herrn Gallwitz S. 757 beschrieben worden. Die Pflanzenführung ist in den beiden erwähnten Horizonten dieselbe, doch ist sie in dem oberen Horizont viel spärlicher; es herrscht in beiden dieselbe Pflanzenform vor.

Die beiden Pflanzenschichten sind im allgemeinen von Häcksel erfüllt, zwischen dem auch eine Anzahl besser erhaltener Stücke sich finden, die dann fast alle unserer Art angehören. Es hat sich herausgestellt, daß an wertvolleren, gut erhaltenen Stücken überhaupt nur eine Form nachzuweisen ist, die in verschiedenen Erhaltungszuständen auftritt, deren Zusammengehörigkeit als sicher gelten muß. Von dieser Form wurde eine größere Anzahl Stücke gefunden. Das Gestein, in dem Pflanzen auftreten, ist ein Grauwacken-Schiefer. Die Pflanzen selbst sind nicht kohlig erhalten, sondern alle mit Brauneisen überzogen, eine Erhaltung, die man bei devonischen und unterkarbonischen Pflanzen häufig (Rothwaltersdorf), aber auch sonst findet. Der Häcksel ist sehr reichlich vorhanden und bedeckt die ganze Schichtfläche in vielen Stückchen. Die einigermaßen brauchbare Reste liefernden Schichten sind, wie so häufig, außerordentlich dünn, kaum mehr als 1 cm dick. Die pflanzenführenden Schichten sind im ganzen etwas dicker (2—3 cm) und gehen allmählich in die Schichten zwischen den beiden Pflanzenschichten über. Die Gewinnung der Pflanzenreste, d. h. also insbesondere die Bloßlegung der Pflanzenschichten gestaltete sich ziemlich schwierig, da sie etwa horizontal in den Hang hineingehen mit schwachem Einfallen nach Osten, und man alles, was darüber ist, und ebenso alles, was zwischen den beiden Schichten an taubem Gestein liegt, forträumen mußte. Die gewonnenen etwa 50 Stücke sind das Ergebnis einer etwa einwöchentlichen Schürfung. Leider wurden von der Form keine Fruktifikationen gefunden. Sie ist aber äußerlich als recht typisch anzusehen, und es dürfte nicht schwer sein, sie anderweit wiederzuerkennen, wie auch der Vergleich mit den Stücken von Mägdefrau zeigt.

2. Beschreibung der Form

a) *Blosenbergia gallwitziana* n. g., n. sp.

Taf. 49, Fig. 9—19

Die Form tritt am häufigsten in zweierlei Gestalt auf: Einmal sind es Bruchstücke dickerer Stämmchen mit rundlichen, dichtstehenden Malen von spiraliger Stellung, wie es Taf. 49, Fig. 13, 15 zeigt. Die Male sind mit einer dickeren Eisenkruste bedeckt und treten optisch daher auch gut hervor.

Sie lassen keine weiteren Klein-Skulpturen erkennen und ebensowenig etwa Reste von einer Ligular-Grube oberhalb davon.

Durch Anlegen eines Lineals läßt sich auch eine Horizontalstellung der kleinen Narben erkennen. Die Stücke mit diesen Narben, die wohl mehr oder weniger die Oberfläche der Stämmchen darstellen müssen, sind bis etwa 3 cm dick. Am häufigsten sind jedoch dünnere Stücke von etwa 0,7—1,3 cm Dicke, die sehr schräg aufsteigende, ziemlich gerade Leitbündeltracen in ziemlich dichter, im ganzen anscheinend spiraliger Stellung aufweisen. Es handelt sich sicher um Blattspuren der Stämmchen. Diese Stämmchen zeigen bei einigen Stücken deutliche Gabelung (Taf. 49, Fig. 9); die Basisstücke sind dann noch etwas dicker. Die fadenförmigen Leitbündelspuren gehen, wie Taf. 49, Fig. 16, 17 zeigt, bis zum Zentrum der Stengel. Bei einigen Stücken ist eine ebenfalls dünne Mitteltrace sichtbar (Taf. 49, Fig. 17, 18), die also einem dünnen Zentralbündel entsprechen muß. Daß die Narben der oben erwähnten Stücke den Endigungen der Blattbündelspuren entsprechen, geht aus einem Stück, Taf. 49, Fig. 12, hervor und ist auch selbstverständlich. Gelegentlich erscheinen durch den Erhaltungszustand — wahrscheinlich durch starke Aufweichung der Stengelgewebe — die Spuren parallel gelagert, was auf eine Superposition der Blattspuren hinzudeuten scheint (Taf. 49, Fig. 15). Die gewöhnlichste Erscheinungsform der Stücke ist die von Taf. 49, Fig. 10, 11. Die dünneren Stücke zeigen keine Außenfläche mit runden Närbchen; es muß also wohl das äußerste Gewebe verlorengegangen sein. Man kann annehmen, daß die Sprosse eine dornen- oder pfriemenförmige Beblätterung oder derartige Anhängsel getragen haben. Doch sind Stücke mit derartigen Anhängseln nicht gefunden worden. Auch sonst sieht man derartige Organe einzeln nirgends auf dem Gestein liegen. Es ist daher auch möglich, daß die Sprosse „blattlos" gewesen sind, also vom Charakter gewisser älterer Psilophytales; bei dem Mangel jeglicher Spuren derartiger Organe ist das vielleicht sogar wahrscheinlich. Denn die Aufbereitung der Stücke ist nicht so stark und die Erhaltung durchaus nicht so schlecht, daß sich nicht wenigstens gelegentlich solche Anhängsel hätten erhalten können, zumal bei den dünneren Axen wie Taf. 49, Fig. 11, wo sie am Rande wie abgebrochen erscheinen. Irgendwelche Fruktifikationsorgane sind nicht gefunden worden. Ein dickeres Stück (Taf. 49, Fig. 9) macht einen zapfenartigen Eindruck, läßt aber nichts von Sporangien oder Sporen erkennen, vielmehr wie sonst verlaufende Blattspuren, die außen in die beschriebenen, hier etwas lockeren Narben auslaufen. Bei einem dünnen Stengel fand sich auch ein einige Millimeter dicker, herausfallender Brauneisenkörper. Der von diesem angefertigte Anschliff ließ aber leider keinerlei Strukturen erkennen.

Man weiß also von dem inneren Bau der Form nicht mehr, als daß ein dünnes Zentralbündel vorhanden war, das in dichter Folge spiralig oder superponiert ziemlich steil aufsteigende Leitbündeltracen abgibt, die am Rande der Stämmchen absetzen, aber möglicherweise in eine Art von Anhängseln oder dünne Blättchen ausliefen. Ein sekundärer Holzkörper ist in dem Stamm sicher nicht vorhanden gewesen, und die Blattspuren verliefen sicher durch eine Art Grundgewebe. Falls Anhängsel vorhanden gewesen sind, würde ein Äußeres ähnlich *Asteroxylon* und *Thursophyton* anzunehmen sein; es ist aber auch möglich, daß die Sprosse nackt waren oder die Anhängsel früh abfielen.

Beziehungen zu bereits beschriebenen Fossilien

Als solche kommen, wie bereits S. 763 angedeutet, in erster Linie einige von Mägdefrau (1936) beschriebene Stücke aus dem Thüringer Oberdevon in Frage (Steinach im Thüringer Wald). Unseren Stücken mit den als Außenskulptur erhaltenen Narben entspricht z. B. die Figur 6 (Taf. 9) von Mägdefrau, die in Größe und Anordnung der Närbchen bis auf deren längliche Formen an unsere Stücke, wie Taf. 49, Fig. 15 erinnert. Mägdefrau bezeichnet sie als *Heleniella theodori* Zalessky (1931). Ich muß gestehen, daß ich mit den von Zalessky als *Helenia* und *Heleniella* bezeichneten „Gattungen" nicht viel anfangen kann. Ich verstehe auch nicht recht, daß Mägdefrau auf diese Identifikation verfallen ist; diese Stücke zeigen vielfach Nebenskulpturen auf der Außenfläche außer den Narben. Man sollte mit diesen Helenien vorsichtig sein, ehe man falsche Vorstellungen über etwaige Identität erweckt. Die von Mägdefrau auf Taf. 9, Fig. 1—4 abgebildeten Formen mögen wirklich zusammengehören; Fig. 3 und 4 erinnern in ihrer Außenskulptur an unsere rundnarbigen Stücke. Seine Fig. 1 und 2 sind verkleinert und könnten ebenfalls unseren Stücken entsprechen. Mägdefrau bestimmt diese Stücke als *„Cyclostigma" dasyphyllum* n. sp. Das hieße, der Gattung *Cyclostigma* eine Erweiterung und Unklarheit geben, die sie bisher nicht hat. Wie dem auch sei; es ist möglich, daß diese Stücke zu den unsrigen Beziehung haben oder sogar zu derselben Gattung gehören. Ein Beweis dafür ist nicht möglich, da in dem Material von Mägdefrau unsere gewöhnlichen Sprosse mit den schrägaufsteigenden Blattspuren fehlen (was übrigens auch bei den Helenien usw. von Zalessky der Fall ist). Eine Identifizierung mit den Thüringer Stücken kann nicht vorgenommen werden, wie wohl die genannten Beziehungen bestehen; auch solche Formen wie die *Knorria* von Mägdefrau (a. a. O. Taf. 10, Fig. 1) kommen in unserem Material vor.

Sicher ist jedenfalls, daß man die Gattung *Cyclostigma* weder bei den Resten von Mägdefrau noch bei den unsrigen gebrauchen kann, ebenso, daß man von *Helenia* und *Heleniella* des Herrn Zalessky absehen muß. Da — wie ich gleich auf den ersten Blick fühlte — hier offenbar eine besondere Gattung vorliegt, muß diese neu benannt werden; sie trifft möglicherweise die Mägdefrau'schen Reste mit. Ich benenne die Gattung mit *Blosenbergia* nach ihrem Fundpunkt und schlage als Artnamen *Gallwitziana* vor, nach dem Mitautor, der mich auf den Fundort hinwies und ihn mit mir ausbeutete. Sollten sich später die Stücke von Mägdefrau mit den unsrigen als übereinstimmend herausstellen, so wäre deren Speziesname *dasyphyllum* zu nehmen.

Verwandschaftliches

Genaueres über das Verwandtschaftliche wird sich wohl erst ausmachen lassen, wenn Fruktifikaitonen bekannt sind, an denen es noch fehlt. Auch das dicke Objekt Taf. 49, Fig. 19 ist sicher kein Zapfen, da die Leitbündeltracen bis zum Rande verlaufen und keine Blätter sind, an denen etwa die Sporangien sitzen könnten. So kann man nur auf den vegetativen Sprossen und ihrer äußeren und inneren Beschaffenheit fußen. Erschwerend ist noch, daß man nicht über das Vorhandensein einer Beblätterung ins Klare kommen kann. Das Vorhandensein eines Zentralbündels und der Verlauf der Blatt-

spuren vertragen sich nicht schlecht mit manchen höheren Psilophytalen, z. B. *Asteroxylon*, aber auch mit Lycopodiales. Neuerdings hat KRÄUSEL (1937) aus dem Oberdevon der Eifel einen *Lycopodites oosensis* bekannt gemacht, der tatsächlich eine Lycopodiacee vorzustellen scheint. Seine innere Struktur kann ähnlich ausgesehen haben wie bei unserer Form. *Lyc. oos.* ist mit hakigen Blättern versehen, und es sind auch Sporangien an ihm nachgewiesen worden. Der Stengel trägt an den Abfall- oder Abrißstellen der Blätter superponierte, rundliche Blattnarben, die denen unserer Form nicht unähnlich sind. KRÄUSEL bezeichnet zwar die Blätter als „spiralig" stehend, doch zeigen seine Abbildungen 19 und 20 auch übereinanderstehende. Man kann sich bei unserer Form, zumal man ihre Beblätterung und Sporangien nicht kennt, nicht für Lycopodiaceen aussprechen. Bei dem Fehlen von jeglichen Andeutungen von Beblätterung hatten wir Blattlosigkeit als möglich oder die Blätter als hinfällig angenommen. Beim Vorhandensein von „Blatt"-anhängseln würde eher eine Verwandtschaft mit höheren Psilophytalen in Frage kommen. Vor der Hand müssen weitere Spekulationen über die systematische Stellung unserer Form unterbleiben. Ich möchte sie am ehesten als primitiv ansehen und also als verwandt mit Psilophytalen, was allerdings mehr gefühlsmäßig wäre. Daß solche selbst einfacher Art noch in Resten im Oberdevon vorkamen, ist bekannt, da wir noch im unteren Oberdevon von Niederschlesien *Taeniocrada*-ähnliche Formen gefunden haben (GOTHAN & ZIMMERMANN 1937). Formen der vorliegenden Art fehlen im älteren und im Mitteldevon ganz.

β) Andere Pflanzenreste

Stammreste

In einigen wenigen Exemplaren wurden dickere Stämme gefunden, von denen einer nur unregelmäßige, grobe Längsstreifung erkennen läßt, ein anderer aber auch in bestimmten Abständen stehende, dem Rand parallellaufende dünne Riefen, ähnlich wie bei schlecht erhaltenen Calamitenstämmen erkennen läßt. Zu was für Pflanzen diese Stämme gehören, kann man nicht sagen. Sie könnten auch zu der Hauptart *(Blosenbergia)* gehört haben, woran Stücke wie unsere Taf. 52,] Fig. 14 denken lassen, die man wohl nicht von *Blosenbergia* trennen kann. Die vertikalen Streifen könnten von zusammengehenden, superponierten Leitstrangabdrücken herrühren. Immerhin fallen diese Stämme aus dem Rahmen der anderen heraus und müssen hier wenigstens mit erwähnt werden. Sie stammen aus der unteren Pflanzenschicht.

Strukturzeigende kleine Stücke von gymnospermenartigen Stämmen

In der unteren Pflanzenschicht fanden sich auch einige Bruchstücke von hellerer Farbe von etwa 1 cm Durchmesser und wenigen Zentimeter Länge, die im auffallenden Licht unter dem Mikroskop erkennen lassen, daß sie aus lauter vertikal verlaufenden Zellen prosenchymatischer Natur bestehen. Besonders ein Stück davon läßt deutlich dichtstehende ein- bis zweireihige Hoftüpfel erkennen, so daß es sich um Gymnospermenholz handeln muß. Markstrahlen waren allerdings in dem etwas zerquetschten Zellengewirr nicht sichtbar. Derartige Gymnospermenstämme sind aus dem Oberdevon

schon bekannt, und zwar nicht nur aus Nordamerika, sondern auch aus West-Deutschland, woher solche namentlich von Kräusel beschrieben sind (z. B. 1937, S. 347 ff.). Dieser gibt ein *Callixylon* an, nachdem er bereits früher *C. henkei* erwähnt hatte, das mir aus den Nehdener Schichten schon früher bekannt war, aber erst von Kräusel veröffentlicht wurde. Ob es sich bei den Blosenberger Stücken auch um diese Gattung handelt, kann man nicht sagen, da es sich um zu kleine Bruchstücke handelt. Jedenfalls müssen es aber Bruchstücke irgendwelcher Gymnospermenstämme sein.

V. Schriften

Clarke, J. M.: Die Fauna des Iberger Kalkes. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. **3**, S. 316 bis 411, Taf. 4—6. Stuttgart 1885.

Gallwitz, H.: Das fossilführende Paläozoikum im sächsischen Vogtlande. — Sber. u. Abh. Isis, Dresden, Jg. 1932, S. 42. 1933.

Geinitz, H. B.: Die Versteinerungen der Grauwackenformation in Sachsen und den angrenzenden Länder-Abteilungen. — **2.** Leipzig 1853.

Goldfuss, A.: Petrefacta Germaniae. — Düsseldorf 1841—1844.

Gothan, W. & Zimmermann, F.: Weiteres über die alt-oberdevonische Flora von Bögendorf-Liebichau bei Waldenburg. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, **57**, S. 487—506, Taf. 22—26. Berlin 1937.

Holzapfel, E.: Die Goniatitenkalke von Adorf in Waldeck. — Palaeontographica, **28**, S. 225, Taf. 44—49. Kassel 1882.

Kirchner, H. S.: Mitteldevonische Gastropoden von Soetenich in der Eifel. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., **71**, S. 189, Taf. 2. Bonn 1915.

de Koningk, L. G.: Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Gastéropodes. — Ann. Mus. r. Hist. natur. Belg., **6**, P. III. 1881 u. **8**, P. IV: 1883.

Kossmat, F.: Übersicht der Geologie von Sachsen. — 2. Aufl. Leipzig 1925.

Kräusel, R.: Zwei Pflanzenfunde im Oberdevon der Eifel. — (*Lycopodites oosensis* n. sp.). — Senckenbergiana, **19**, S. 338—347. Frankfurt a. M. 1937.

Kühne, F.: Die Fauna des deutschen Unterkarbons. Die Gastropoden. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **122**. Berlin 1930.

Mägdefrau, K.: Die Flora des Oberdevons im östlichen Thüringer Wald. — Beih. bot. Zbl., **56** B, S. 213—228, Taf. 9—10, 3 Abb. Dresden 1936.

Roemer, F. A.: Die Versteinerungen des Harzgebirges. — Hannover 1843.

— : Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. — Palaeontographica, **3**, S. 1—67, 69—111. Kassel 1854. Palaeontographica, **5**, S. 1—44. Kassel 1855—1858. Palaeontographica, **9**, S. 1—46. Kassel 1862—1864. Palaeontographica, **13**, S. 201—235. Kassel 1864—1866.

Sandberger, G. & F.: Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau .— Wiesbaden 1850—1856.

Trenker, W.: Paläontologische Novitäten vom nordwestlichen Harze. 1. Iberger Kalk und Kohlengebirge von Grund. — Halle 1867.

WEDEKIND, R.: Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). — Palaeontographica, **62**, S. 85, Taf. 14—22. Stuttgart 1918.

WEISE, E.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Bobenneukirchen—Gattendorf (Blatt 150). — Leipzig 1898.

WENZ, W.: Gastropoda. — Handb. Palaeozoologie, **6**, T. 1 u. 2. Berlin 1938.

ZALESSKY, M.: Végétaux nouveaux du dévonien supérieur du Bassin du Donetz. — Bull. Acad. Sci. USSR, **7**, S. 557—587. 1931.

Urschrift eingegangen am 10. Mai 1939

Druckauftrag erteilt am 17. Oktober 1939

Die Oberlausitzer Protolenusfauna

Weitere Funde aus dem schlesischen Kambrium und ihre allgemeinere Bedeutung

Von Martin Schwarzbach, Breslau

Tafel 50 u. 51 und 8 Abbildungen

Inhalt

Seite

A. Fundort 769
B. Beschreibungen 770
Eodiscus speciosus (Ford) 770
Olenellus zimmermanni n. sp. 771
Wanneria cf. *walcottana* (Wanner) 772
Protolenus lusaticus Schwarzbach 773
Protolenus lusaticus var. *spinosus* Schwarzbach 774
Protolenus bederkei n. sp. 774
Einzelne Panzerteile sowie ein Rumpfrest mit erhaltenem Schwanz von *Protolenus* sp. 775
C. Allgemeiner Teil 776
1. Das Gesamtbild der Oberlausitzer Protolenusfauna 776
2. Tektonische Verzerrung von Fossilien am Beispiel von *Protolenus lusaticus* 777
3. Zur Kenntnis der Gattung *Protolenus* 779
4. Die paläogeographische Stellung der Fauna 780
Protolenus und seine „Arten“ 780
Die Olenelliden in der Protolenusfauna 781
D. Zusammenfassung 783
E. Schriften 784

A. Fundort

1932 fand ich im Kambrium der Oberlausitz, den ältesten fossilführenden Schichten Deutschlands, eine „Protolenusfauna“, wie sie ganz ähnlich auch aus Nordamerika, England und Polen bekannt war und inzwischen auch in Korea (Saito 1933) und Marokko (Bondon & Neltner 1933) gefunden wurde[1]). In allen diesen Gebieten kennzeichnet der Trilobit *Protolenus* wohl das höchste Unterkambrium. Seit meiner ersten Veröffentlichung über

1) Außerdem wird *Protolenus* aus Sibirien angegeben (Obrutschew 1926, S. 69). — In der Oberlausitz stammen die ersten Funde kambrischer Trilobiten überhaupt von E. Zimmermann (1908), die erste Altersbestimmung der Schichten als Kambrium von R. & E. Richter (1923).

die Oberlausitzer Fauna sind an der sehr reichen Fundstelle zahlreiche weitere Funde, besonders von Trilobiten, gemacht worden, die sich zwar auf ganz wenige Arten verteilen, aber doch sowohl unsere paläontologisch-systematischen als auch unsere paläogeographischen Kenntnisse in willkommener Weise ergänzen. Einiges wenige habe ich bereits veröffentlicht (1934, 1936).

Alle hier beschriebenen Funde stammen aus dem Bruch „3" bei Ober-Neundorf (Blatt Wehrkirch-Horka), nördlich Görlitz, Oberlausitz (Schlesien) (Schwarzbach 1932, S. 586; 1934, S. 17), und zwar ausschließlich aus den Protolenusschiefern. Das sind graue bis graurötliche, sandige Schiefer. Die Fossilien liegen in Brauneisenerhaltung vor. Nicht selten findet man in den Schiefern Stellen, an denen er zu einer Art Brauneisenmulm zersetzt ist; dort sind Fossilreste sehr häufig, ihre Erhaltung freilich besonders schlecht. Die Schiefrigkeit des Gesteins ist bald gut, meist aber weniger gut, manchmal kaum vorhanden. Transversalschieferung ist sehr häufig. Das Sammeln wird natürlich dadurch erschwert. Verzerrung der Versteinerungen ist die Regel; in einem späteren Abschnitt ist darüber noch einiges gesagt.

Die Einordnung der Protolenusschiefer in die kambrische Schichtenfolge ergibt sich aus folgendem, schon früher angegebenem

Profil:

Graue und rötliche Grauwackenschiefer und grauwackenähnliche Sandsteine mit Kalksteinbänkchen	zum Teil vielleicht schon Mittelkambrium
graue, sandige Schiefer („Protolenusschiefer")	Unterkambrium
rote Tonschiefer („Eodiscusschiefer")	
mächtige Kalke mit Einlagerungen roter und schwarzer Tonschiefer	

2. Beschreibungen[2])

Den Hauptbestandteil der Protolenusfauna machen die Trilobiten aus. Die Begleitfauna — seltene Hyolithen und kleine, sehr dürftig erhaltene, höchstens generisch bestimmbare Schalen, die teils zu Brachiopoden, teils zu niederen Krebsen (Conchostraken) gehören — lohnt vorläufig keine genauere Beschreibung.

Klasse Crustacea
Unterklasse Trilobitae
Ordnung Proparia
Familie Eodiscidae Raymond
Gattung *Eodiscus* Matthew
Eodiscus speciosus (Ford)

Taf. 51, Fig. 12

1873 *Microdiscus speciosus* Ford: Amer. J. Sci., S. 137, Fig. 2.
1886 *Microdiscus speciosus* Walcott: Bull. Surv., S. 154, Taf 16 Fig. 3.

2) Häufig verwendete Abkürzung: Zahlen in eckigen Klammern, z. B. [4711], geben die Sammlungsnummer in der Sammlung des Geol. Instituts Breslau an.

1890 *Microdiscus speciosus* Walcott: Ann. Rep. Surv., S. 632, Taf. 81, Fig. 5.
1907 *Microdiscus speciosus* Lake: Paleontol. Soc., S. 33, Taf. 3, Fig. 7.
1924 *Eodiscus* cf. *speciosus* Richter: Cbl. Min. usw., S. 732, Abb. 1—4.
1933 *Eodiscus* cf. *speciosus* Richter: Handwörterb. Naturwiss., Abb. 13 (S. 851).
1934 *Eodiscus speciosus* Schwarzbach: Abh. Görlitz, S. 18, Taf. 2, Fig. 17.

Mehrere Köpfe und Schwänze.

Der 1934 gegebenen Beschreibung dieses kleinen Trilobiten ist nichts Neues hinzuzufügen. Breite durchschnittlich 5—6 mm.

Ordnung Opisthoparia
Unterordnung Redlichiida
Überfamilie Redlichiidea
Familie Olenellidae Moberg
(Mesonacidae Walcott)

Von zwei so guten Kennern der kambrischen Trilobiten wie Resser und Howell ist die auf geringe Unterschiede zu *Olenellus* gegründete Gattung *Mesonacis* Walcott eingezogen worden (1938, S. 217), so daß damit auch die Familie Mesonacidae Walcott fällt. So bedauerlich es ist, daß damit der durch zahlreiche, auch grundsätzliche Arbeiten eingeführte und geläufige Begriff der Mesonaciden verschwindet, so ist es doch angebracht, Resser und Howell zu folgen — die Gelegenheit, mit guten Gründen eine Gattung einzuziehen, darf heute, im Zeitalter der Überaufteilung, nicht ungenutzt bleiben.

Gattung *Olenellus* Hall
Olenellus zimmermanni n. sp.

Taf. 50, Fig. 1—2

1933 cf. *Olenellus* sp. Schwarzbach: Zbl. Min. usw., S. 588 (z. T.), Abb. 7.
1934 cf. *Olenellus* sp. Schwarzbach: Abh. Görlitz, S. 19 (z. T.), Taf. 3, Fig. 33—34.

1 fast vollständiger Kopf, 2 unvollständige Köpfe und 1 unvollständiger Rumpf liegen aus sandigen Tonschiefern in Brauneisenerhaltung vor.

Name. Nach Geheimrat Prof. Dr. Ernst Zimmermann, Berlin, der 1908 die ersten Trilobiten in der Oberlausitz auffand.

Holotypus. Urstück zu Taf. 50, Fig. 1, dieser Arbeit. Kopfschild. Sammlung Geol. Inst. Breslau [3329] (Abdruck dazu [3330]).

Locus typicus. Bruch „3“ (s. S. 770).

Stratum typicum. Oberes Unterkambrium, Protolenusschiefer.

Beschreibung. Kopfschild: Länge 20, halbe Breite 13 mm [3329]. Glatze schmal, vorn zugespitzt; erreicht fast den Außenrand; drei Furchenpaare, das vorderste in der Mitte fast zusammenstoßend; der vordere, ungefurchte Glatzenteil fast so lang wie der gefurchte. Nackenfurche nicht zusammenhängend, besteht aus zwei sehr kurzen Teilen; Nackenknötchen. Augenlobus schmal und ziemlich kurz. Wangenstacheln nicht erhalten.

Zwei weitere, unvollständige Köpfe (darunter „Kopf 1“ 1934) zeigen nichts Neues.

Rumpf: Nur die sieben vordersten Rumpfglieder erhalten. Das 3. Glied breiter als die übrigen und mit großem Stachel („makropleural"). Genauere Beschreibung siehe Schwarzbach 1934, S. 19.

Beziehungen. Bereits 1933 hatte ich unter den Oberlausitzer Trilobiten *Olenellus* vermutet. Der oben beschriebene Kopf bestätigt diese Vermutung. Durch seine vorn zugespitzte Glatze, die den Außensaum erreicht, weist er auf *Olenellus* oder *Kjerulfia* (*Mesonacis* ist inzwischen eingezogen worden, s. o.). Die Unterscheidung dieser beiden Gattungen ist bei Köpfen allein schwierig. Poulsen (1932, S. 35) gibt die verschiedene Breite des Außensaums als Merkmal an, gewiß ein wenig wichtiger Unterschied. Er würde aber bei unserem ziemlich schmalen Saum auch mehr für *Olenellus* sprechen. Die Entscheidung gibt der Rumpfrest, der, wie ich schon 1933/34 ausführte, nur zu *Olenellus (Mesonacis)* oder *Paedeumias* (sowie *Albertella*) gehören kann. Da schon die Bestimmung des einzelnen Kopfes zu *Olenellus* führte und nichts in unserer Fauna sonst irgendwie auf *Paedeumias* oder *Albertella* hinweist, kann die Gattungsbestimmung — obwohl natürlich die Zusammengehörigkeit des Rumpfes mit den Köpfen nicht unmittelbar bewiesen ist — als sicher gelten.

Unter den zahlreichen Arten, die der Gattung *Olenellus* zugeschrieben werden, scheint keine gleich zu sein. Sehr ähnlich ist *O. alius,* den Resser & Howell 1938, S. 224, Taf. 7, Fig. 7—8 aus den Appalachen beschrieben haben. Er hat aber breitere Augenwülste und ein größeres Wangenfeld.

Gattung *Wanneria* Walcott
Wanneria cf. *walcottana* (Wanner)

Taf. 50, Fig. 3—7

1910 *Wanneria walcottanus* Walcott: Smith. Misc. Coll., S. 302, Taf. 30, Fig. 1—12; Taf. 31, Fig. 12—13.
1933 cf. *Olenellus* sp. Schwarzbach: Zbl. Min. usw., S. 583 (z. T.), Abb. 8.
1934 cf. *Olenellus* sp. Schwarzbach: Abh. Görlitz, S. 19 (z. T.), Taf. 3, Fig. 35.
1938 *Wanneria walcottana* Resser & Howell: Bull. geol. Soc. Amer., S. 228, Taf. 9, Fig. 9—10; Taf. 10, Fig. 8—10; Taf. 11.

3 Köpfe sowie einzelne Rumpfreste liegen vor.

Beschreibung. Sehr groß. Kopf: Länge 24, halbe Breite 46 mm ([3336], aber quer verzerrtes, also zu breites Stück!). Glatze vorn breiter als hinten. Augen ziemlich klein. Genaue Beschreibung siehe Schwarzbach 1934, S. 21 („Kopf 2").

Aus meiner 1933/34 gegebenen Abbildung hat F. Raw (1936, S. 241, Fußn.) geschlossen, daß eine Gesichtsnaht vorhanden ist. Das wäre nicht unmöglich, doch ziehen zahlreiche (allerdings schwächere) Linien ebenfalls durch das Wangenfeld, so daß man nichts Sicheres sagen kann.

Ein Kopfrest [3331] (nur Außensaum und Wangenfeld teilweise erhalten) ist durch seine Größe bemerkenswert. Die Breite des Außensaums ist 7 mm (gegen etwa 4 mm bei [3336]), als Breite des ganzen Kopfes demnach wohl mindestens 12 cm anzunehmen.

Rumpf: Zu diesen großen Köpfen passen nun ausgezeichnet ganz ähnlich erhaltene Reste großer Rumpfglieder. Die größte Schiene ist 12 mm breit, woraus man auf eine Breite des ganzen Panzers von mindestens 15 cm und eine Länge des ganzen Tieres von über 20 cm schließen kann. Ein unvollständiger Rumpfrest zeigt die Reste von acht Schienen (Taf. 50, Fig. 5a).

Die Schienenfurche ist deutlich eingetieft, im Querschnitt unsymmetrisch (vorn tiefer; Taf. 50, Fig. 5b), parallel zu den Schienenrändern, der Schienenstachel lang.

Skulptur: Während die Köpfe meist keine gute Skulptur erkennen lassen (nur eine unregelmäßige Aderung tritt besonders bei quer verzerrten Stücken im Wangenfeld hervor, so bei [3336], s. o.), zeigen die Schienen zum Teil ausgezeichnete Netzskulptur (Taf. 50, Fig. 6—7).

Beziehungen. Die vorn verbreiterte, den Außensaum erreichende Glatze zeigen *Holmia* Matthew, *Wanneria* Walcott und *Esmeraldina* Resser & Howell. Da kein Intergenalstachel zu sehen ist, würde *Holmia* schon deswegen ausscheiden, doch ist die Erhaltung des Hinterrandes nicht besonders gut. Kennzeichnend ist für unsere Stücke die Netzskulptur, die vor allem der Gattung *Wanneria* eigen ist und „by means of which even a small fragment can be assigned to *Wanneria* (Resser & Howell 1938, S. 246). Zum mindesten (denn in geringerem Maße zeigen gelegentlich auch andere Olenelliden diese Skulptur) werden dadurch *Holmia* und *Esmeraldina* ausgeschaltet, so daß alles aufs beste unsere Bestimmung als *Wanneria* bestätigt. Dazu paßt auch sehr gut die Größe der Stücke, für die wir oben Längen bis über 20 cm errechnet hatten; den Genotyp, *W. walcottana,* bezeichnete schon Walcott (1910, S. 302) als einen der größten Olenelliden, und nach Resser & Howell (1938, S. 228) ist er mit Längen über 18 Zoll (= 46 cm!) der größte bekannte Trilobit des Unterkambriums. Mit *W. walcottana,* von der mir auch Vergleichsstücke vorliegen, besteht überhaupt, wie es scheint, große Ähnlichkeit, doch die Unvollständigkeit und Verzerrung unserer Stücke erlaubt nur, sie als *W. cf. walcottana* zu bezeichnen.

Ähnliche Größe und Skulptur zeigt auch *Kjerulfia lata* Kiaer aus dem schwedischen Unterkambrium, doch ist die Glatze anders, und zwar, wie mir scheint, nicht nur durch die nachträgliche Verzerrung unserer Stücke.

Familie Redlichiidae Poulsen

Gattung *Protolenus* G. F. Matthew

Der gegen 1933/1934 sehr vermehrte Stoff hat gezeigt, daß die vielen, oft ganz verschieden aussehenden Stücke nicht nur „Verdrückungsvarianten" einer Art sind, sondern z. T. einer gut umrissenen, von *P. lusaticus* abtrennbaren Form angehören.

Protolenus lusaticus Schwarzbach

Taf. 51, Fig. 1—4 und Abb. 1, 3, 4, 6

1933 *Protolenus lusaticus* Schwarzbach: Zbl. Min. usw., S. 587, Abb. 2—3.
1934 *Protolenus lusaticus* Schwarzbach: Abh. Görlitz, S. 24, Taf. 3, Fig. 22 bis 26.

1936 *Protolenus lusaticus* Schwarzbach: Abh. Görlitz, S. 34, Taf. 1, Fig. 1 bis 2.

1936 *Protolenus lusaticus* Schwarzbach: Schles. Heimat, S. 254, Abb. 1.

Zahlreiche Mittelköpfe sowie ein fast vollständiger Panzer liegen vor.

Lectotypus (hiermit ausgewählt). Urstück zu Schwarzbach 1933, Abb. 2 (das kleinere Kopfschild) (= 1934, Taf. 3, Fig. 26 = diese Arbeit, Taf. 51, Fig. 1). Mittelkopf. Slg. Geol. Inst. Breslau [3340].

Beschreibung. Genaue Beschreibung siehe 1933—34. Glatze vorn gerundet, ein wenig verschmälert; Augen so groß wie oder größer als die halbe Länge des Kopfes. Im vorderen Wangenfeld manchmal Andeutungen von Netzskulptur[3]). Infolge tektonischer Verzerrung kann die Art sehr verschiedenes Aussehen annehmen; siehe darüber im Abschnitt C. 2.

Breite der Mittelköpfe bis 4 cm und mehr.

Ein bemerkenswerter Fund ist ein schon früher (1936) von mir beschriebener, fast vollständiger, stark verzerrter, kleiner Panzer mit 13 Rumpfgliedern und sehr langen Wangenstacheln (Taf. 51, Fig. 4).

Protolenus lusaticus var. *spinosus* Schwarzbach

Taf. 51, Fig. 5

1933 *Protolenus lusaticus* var. *spinosus* Schwarzbach: Zbl. Min. usw., S. 588, Abb. 6.

1934 *Protolenus lusaticus* var. *spinosus* Schwarzbach: Abh. Görlitz, S. 26, Taf. 3, Fig. 32.

Holotypus. Das einzige vorhandene Stück. Mittelkopf. Slg. Geol. Inst. Breslau [3345].

Die durch einen kräftigen Nackenstachel gekennzeichnete Form ist bisher nur in einem Stück bekannt und wird nur der Vollständigkeit halber hier noch einmal aufgeführt.

Protolenus bederkei n. sp.

Taf. 51, Fig. 6—9 u. Abb. 1

Zahlreiche Mittelköpfe liegen aus sandigen Schiefern in Brauneisenerhaltung vor.

Name. Nach Prof. Dr. Erich Bederke, Breslau, der die Bedeutung des Oberlausitzer Kambriums schon 1924 erkannte und die erste eingehende Bearbeitung veranlaßte.

Holotypus. Urstück zu Taf. 51, Fig. 6 dieser Abhandlung. Mittelkopf. Slg. Geol. Institut Breslau [3341].

Locus typicus. Bruch „3“ (s. S. 770).

Stratum typicum. Oberes Unterkambrium, Protolenusschiefer.

Beschreibung und Beziehungen. Diese Art unterscheidet sich hauptsächlich durch kleine Augen recht deutlich von *P. lusaticus* und von

3) Die Brauneisenerhaltung der Stücke ist jedoch der Erkennung von Skulptur nicht günstig und die Unterscheidung von organischer und anorganischer Struktur manchmal schwierig oder unmöglich.

allen andern beschriebenen Formen, und man ist selbst bei starker Verzerrung im allgemeinen nicht im Zweifel, welche der beiden Arten man vor sich hat. Merkmale: Länge des Mittelkopfes meist größer als die Breite; Außensaum breit; Glatze fast zylindrisch, gelegentlich vorn etwas verdickt;

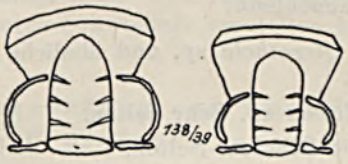


Abb. 1. *Protolenus lusaticus* Schwarzbach (links) und *Protolenus bederkei* n. sp. (rechts). Mittelköpfe. Nat. Gr.

Vorglatzenraum ziemlich groß; Augen kleiner als die halbe Länge des Mittelkopfes.

Länge des Mittelkopfes [3341] 22 mm, Breite 21 mm.

Einzelne Panzerteile sowie ein Rumpfrest mit erhaltenem Schwanz von *Protolenus* sp.

Taf. 51, Fig. 10—11

Die zahlreichen einzelnen Panzerteile, die man in den Protolenusschiefern findet (bemerkenswert vor allem die sehr langen Wangenstacheln sowie die seltenen Schwänze), kann man natürlich im allgemeinen keiner bestimmten Art zuordnen. Angesichts der verhältnismäßig geringen Unterschiede, die zwischen den Köpfen unserer Oberlausitzer Formen bestehen, ist anzunehmen, daß ihre übrigen Panzerteile noch weniger voneinander abweichen.

Eine besonders wichtige Ergänzung zu früheren Funden bietet ein neu aufgefundener Rumpfrest (Taf. 51, Fig. 10), der 17 Glieder sowie den Schwanz umfaßt. An dem Hauptstück sind die hinteren 16 Glieder mit dem Schwanz erhalten. Der Abdruck ist nicht ganz so vollständig, zeigt dafür aber vorn noch den Rest eines weiteren Rumpfgliedes, so daß insgesamt 17 Glieder überliefert sind. Breite des Panzers vorn etwa 25, Länge (ohne den Schwanz) 43 mm. Schienenfurche etwas schräg.

Der Schwanz ist nicht ganz vollständig. Er ist jedenfalls sehr klein, die Spindel nimmt einen großen Raum ein („Spindelschwanz" Schwarzbach 1934). Die Beschreibung der einzeln gefundenen Schwänze, die ich früher (1934) gegeben habe, dürfte auf ihn vollkommen zutreffen. Ein neu aufgefundenes Schwanzschild ist Taf. 51, Fig. 11 abgebildet.

Obgleich weder der Rumpfrest von *P. lusaticus* (Taf. 51, Fig. 4) noch der eben beschriebene ganz vollständig ist, kann die Zahl der Rumpfglieder bei *Protolenus* wenigstens vermutet werden. Beachtet man nämlich, daß bei dem erwähnten (allerdings sehr kleinen) Rumpf von *P. lusaticus* vom 10.—11. Gliede ab die Länge der Schienen stark abnimmt, während sie bis dahin etwa gleich ist, und weiter, daß bei dem neuen Rumpfrest ein ähnlicher Knick bei der 10.—11. erhaltenen Schiene eintritt, so ergibt sich, daß demnach die 10. erhaltene auch die 10. wirkliche Schiene sein könnte, d. h. daß *Protolenus* etwa 17 Rumpfglieder gehabt hätte.

C. Allgemeiner Teil

1. Das Gesamtbild der Oberlausitzer Protolenusfauna

Zu den hier beschriebenen Trilobiten treten nur wenige weitere Formen. Im ganzen lautet die Faunenliste:

Brachiopoden: *Acrothele* sp. und ähnliche kleine Schalen. Nicht selten.

Hyolithen: *Hyolithus* sp. Sehr selten.

Conchostraken: Schalen. Selten.

Trilobiten: *Eodiscus speciosus* (Ford). Nicht selten.
Olenellus zimmermanni n. sp. Selten.
Wanneria cf. walcottana (Wanner). Nicht selten.
Protolenus lusaticus Schwarzbach. Sehr häufig.
Protolenus lusaticus var. *spinosus* Schwarzbach. Sehr selten.
Protolenus bederkei n. sp. Häufig.

Die Trilobiten nehmen den weitaus größten Raum ein. Und von den mehr als 100 Kopfschildern, die mir vorliegen, gehört wieder der allergrößte Teil zu zwei sehr eng miteinander verwandten Formen von *Protolenus*. Die Fauna ist demnach sehr artenarm.

Ein ganz ähnliches Bild bieten auch die unterlagernden Eodiscusschiefer, nur daß dort *Eodiscus* die Rolle von *Protolenus* übernimmt: *Eodiscus speciosus* ist sehr häufig, *Protolenus* selten. Über die Sedimentationsverhältnisse ist zu sagen, daß die sandigen Protolenusschiefer verhältnismäßig nahe der Küste abgelagert wurden und daß die tonigen Eodiscusschiefer sich in ruhigerem Wasser bildeten[4]). Vielleicht hat also *Protolenus* flacheres, küstennahes Wasser bevorzugt, während *Eodiscus speciosus* in tieferen und ruhigeren Meeresteilen lebte (Abb. 2). Daneben war



Abb. 2. Die Lebensräume von *Protolenus* (links) und *Eodiscus speciosus* (rechts). Schematisch und nicht maßstabsgetreu

4) Die Eodiscusschiefer sind außerdem lebhaft rot, die Protolenusschiefer höchstens rötlichgrau. Die Ursache könnte das verschiedene Alter sein (die Rotfärbung wäre dann ein stratigraphisches Merkmal), aber auch andere Gründe sind möglich. So hat Brinkmann (1935) gezeigt, daß die Rotfärbung im Labiatuspläner Norddeutschlands an größere Meerestiefen gebunden ist. Das würde in unserem Fall gut zu dem oben entwickelten Bild passen.

wohl auch die sonstige Lebensweise dieser beiden so verschiedenen Gattungen nicht gleich. *Protolenus* mit seiner asselähnlichen Körperform dürfte ebenso wie *Olenellus* und der mehrere Dezimeter lange Riesentrilobit *Wanneria* hauptsächlich am Boden gekrochen sein, während man sich *Eodiscus* (mit dem fast gleich gebauten Kopf- und Schwanzschild und nur drei Rumpfgliedern) wohl auch als guten Schwimmer vorstellen kann.

2. Tektonische Verzerrung von Fossilien am Beispiel von *Protolenus lusaticus*

Die vielen Köpfe von *Protolenus lusaticus* erlauben ganz besonders schön die tektonische Verzerrung der Stücke zu studieren. Man findet einerseits ganz breite Formen (mit dicker, breit gerundeter Glatze und schmalem, gradlinigem Außensaum; Abb. 3 und Taf. 51, Fig. 2) wie

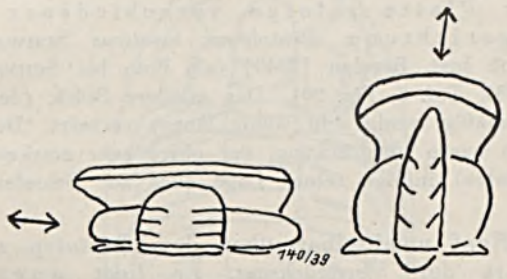


Abb. 3. Zwei extreme Verzerrungsvarianten von *Protolenus lusaticus* Schwarzbach. Etwa natürliche Größe. Die Pfeile geben die Streckungsrichtung an

aber auch sehr schmale Köpfe (Glatze schmal und zugespitzt, Außensaum breit und gebogen; Abb. 3 und Taf. 51, Fig. 3). Einen Maßstab gibt z. B. das Verhältnis Glatzenlänge (ohne Nackenring) zu Glatzenbreite. Es beträgt

bei querverzerrten Stücken	bis zu 0.8	(Glatze also breiter als lang)
beim Lectotypus	1.8	
bei längsverzerrten Stücken	bis zu 2.6	(Glatze also fast dreimal so lang als breit).

Dazwischen aber finden sich alle Übergänge. Da alle diese Formen sonst in wesentlichen Merkmalen (Augengröße u. a.) übereinstimmen, besteht kein Zweifel, daß sie ein und derselben Art angehören.

Andererseits liegt nicht etwa individuelle Variabilität vor. Verzerrung ist vielmehr bei den meisten Stücken unmittelbar zu beobachten, da sie meist schräg erfolgt ist, also Längs- und Querachse der Köpfe nicht mehr senkrecht aufeinander stehen. Beweisend sind Gesteinsplatten, auf denen mehrere Stücke in verschiedener Richtung liegen, die Köpfe also verschiedene

Lage zur „Streckungsrichtung“ („Faser“, „Linear“) aufweisen[5]). So liegt z. B. senkrecht zum Lectotypus ein Kopf, der deutlich viel stärker quer verzerrt ist als der ein wenig längs verdrückte, aber sonst ziemlich in der Mitte zwischen den Verzerrungsextremen stehende Lectotyp (Abb. 4).



Abb. 4. Drei verschiedene Arten der Verzerrung auf einer Platte infolge verschiedener Lage zur Streckungsrichtung. *Protolenus lusaticus* Schwarzbach. Nat. Gr. Slg. Geol. Inst. Breslau [3340] (als Foto bei Schwarzbach 1933, Abb. 2 u. 1934, Taf. 3, Fig. 26). Das mittlere Stück (der Lectotypus!) ist verhältnismäßig wenig (ein wenig längs) verzerrt. Der untere Kopf zeigt dagegen quere Verdrückung, der obere sehr starkes Relief (dicke Glatze) infolge seiner Lage quer zur Schieferung

Ein dritter Kopf unmittelbar über dem Lectotyp zeigt eine weitere, nicht seltene Art der Verdrückung. Er liegt quer zur Schieferung (die in diesem Fall mit der Schichtung zusammenfällt), und bei solchen Stücken wird — eine Art „zusätzlicher“ Verzerrung — das Relief des Panzers sehr verstärkt. Die Glatze erscheint übermäßig dick. Bei Transversalschieferung ist dies der gewöhnliche Fall, und er ist infolgedessen in unseren Schiefern nicht selten zu beobachten. Die Abb. 5 stellt

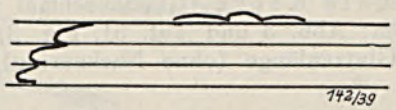


Abb. 5. Entstehung „zusätzlicher“ Verzerrung (Verstärkung des Reliefs) infolge Lage quer zur Schieferung (links). Der Fall tritt besonders bei Transversalschieferung ein

ihn noch einmal schematisch dar. Der Vorgang entspricht ganz der durch Schieferung oder Schubklüftung hervorgerufenen Fältelung präexistierender Flächen. Während die Verzerrungen von Fossilien, die auf den Schieferungsflächen liegen, schon des öfteren untersucht wurden (besonders von Schweizer Geologen: Alb. Heim, Wettstein, Fanck), finde ich keinen Hinweis auf

5) Sonst tritt die „Streckung“ bei den ziemlich wenig metamorphen Protolenusschiefern nicht in Erscheinung, ist also nicht als feine Striemung oder Runzelung zu beobachten.

solche Wirkungen der Transversalverschieferung. Es liegt wohl daran, daß bei transversaler Schieferung in der Regel Versteinerungen überhaupt nicht oder nur in unbestimmbaren Querschnitten zu sehen sind; dagegen erlaubt die trotz aller Verzerrungen geringe Metamorphose unserer Protolenusschiefer auch in diesen Fällen noch Beobachtungen.

3. Zur Kenntnis der Gattung *Protolenus*

Durch die Auffindung von Schwänzen, die zu *Protolenus* gehören, konnte schon früher (1934) die systematische Stellung der Gattung von mir geklärt werden. Der jetzt gefundene Rumpfrest mit erhaltenem Schwanz bestätigt vollkommen die damals gemachten Annahmen. Darüber hinaus ermöglicht er eine Aussage über die Zahl der Rumpfglieder: sie betrug mindestens 17 (vielleicht genau 17) [6]) (Rekonstruktion Abb. 6).

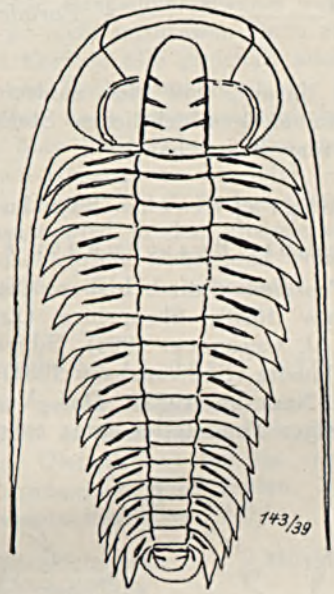


Abb. 6.
Rekonstruktion von *Protolenus lusaticus* Schwarzbach.
Nach den neuen Oberlausitzer Funden

Das beweist abermals die sehr engen Beziehungen, die zwischen *Protolenus* und den Olenelliden, Paradoxiden usw. bestehen. *Paradoxides* hat 17—23, *Olenellus* 14 und mehr, *Olenopsis* 14—15 Rumpfglieder. Bereits 1934 hatte ich für *Protolenus* „15—20" vermutet. *Protolenus* gehört jedenfalls zusammen mit den Olenellidae

6) Da die Zahl der Rumpfglieder innerhalb einiger Trilobitengattungen nicht konstant ist, könnte die Zahl bei einzelnen Arten von *Protolenus* auch etwas kleiner oder größer als 17 gewesen sein.

(Mesonacidae) und Paradoxidae zu einer Gruppe, R. Richter's Redlichiidea. Mit Olenus, wie Matthew glaubte und durch den Gattungsnamen andeuten wollte, besteht keine nähere Verwandtschaft.

Am ähnlichsten sind wohl *Olenopsis* Bornemann und *Paradoxides*. Man vergleiche nur einmal den Rumpfrest Taf. 51, Fig. 10 mit der Abbildung eines *Paradoxides!* Angesichts des Altersverhältnisses beider Gattungen — *Paradoxides* folgt *Protolenus* stratigraphisch — scheint die stammesgeschichtliche Ableitung von *Paradoxides* aus *Protolenus* (oder ähnlichen Formen) nicht unmöglich. Schon J. Czarnocki (1926) hat Ähnliches vermutet.

Schematisch ergibt sich folgende Übersicht der Beziehungen zwischen den

Redlichiidea

	Unterkambrium	Mittelkambrium
	Olenellidae	
Redlichidae	*Protolenus*	? → *Paradoxides*
	Olenopsis	
	Redlichia	

Nur hingewiesen sei darauf, daß sich zahlreiche Arbeiten mit diesen Fragen, besonders der stammesgeschichtlichen Stellung der Olenelliden, befassen (Poulsen, Raw, Stubblefield usw.).

4. Die paläogeographische Stellung der Fauna *Protolenus* und die Beziehungen seiner „Arten"

Die Fundorte von *Protolenus* sind bisher: Neu-Braunschweig (Südost-Kanada) (G. F. Matthew 1893), Shropshire (England) (Cobbold 1910), Polnisches Mittelgebirge (J. Czarnocki 1926), Sibirien (südwestlich Jakutsk) (Obrutschew 1926), Oberlausitz (Schwarzbach 1932), Nordkorea (Saito 1933), Südmarokko (Bondon & Neltner 1933). Das Verbreitungsgebiet ist also trotz verhältnismäßig weniger Fundstellen ganz erheblich groß (Abb. 7).



Abb. 7. Fundstellen von *Protolenus*. Von Westen nach Osten: Neu Braunschweig (*P. paradoxoides, elegans, bituberculatus, articephalus*), Marokko (*P. latouchei*), England (*P. latouchei, morpheus, pustulatus*), Oberlausitz (*P. lusaticus, lusaticus* var. *spinosus, bederkei*), Polen (*P. radegasti, bodzanti*), Sibirien (*P. asiaticus*), Korea (*P. coreanicus*).

Vergleicht man nun die an den einzelnen Stellen vorkommenden Formen miteinander[7]), so zeigt sich, daß sie im allgemeinen recht ähnlich sind. Unter diesen Umständen liegt es nahe, die aus den verschiedenen Gebieten beschriebenen Arten wenigstens zum Teil als kleinere systematische Einheiten aufzufassen. Man könnte sie als „Rassen", d. h. als geographisch einander vertretende (vikariierende) Unterarten bezeichnen und die einzelnen Rassen zu einem „Rassenkreis" im Sinne der Zoologen (B. Rensch 1929) zusammenschließen. So wären dann etwa zu benennen:

Protolenus paradoxoides Matthew als *P. paradoxoides paradoxoides,*
Protolenus latouchei Cobbold als *P. paradoxoides latouchei,*
Protolenus lusaticus Schwarzbach als *P. paradoxoides lusaticus,*
Protolenus radegasti Czarnocki als *P. paradoxoides radegasti,*
Protolenus coreanicus Saito als *P. paradoxoides coreanicus.*

So verlockend nun diese Bezeichnungsweise wegen ihrer Übersichtlichkeit wäre — ihre Anwendung ist nicht anzuraten. Denn eine Voraussetzung für ihre Richtigkeit wäre, daß die Formen alle gleichalt sind. Das ist nicht unbedingt sicher. Auch kennt man von *Protolenus* meist nur die Mittelköpfe und weiß nichts über mögliche (wenn auch unwahrscheinliche) größere Abweichungen im sonstigen Körperbau. Man bleibt also selbst in diesem Fall (wo es sich vielleicht wirklich um einen Rassenkreis handelt) — leider — besser bei der üblichen Bezeichnung als „Arten"[8]), d. h. bei einer rein beschreibenden Bezeichnungsweise. Auch sonst wird in den allermeisten Fällen die Einführung einer solchen stammesgeschichtlich deutenden Nomenklatur an der Unvollkommenheit des überlieferten Stoffes scheitern.

Die Olenelliden in der Protolenusfauna

Die Protolenusfaunen gelten allgemein als Übergangsfaunen zwischen Unter- und Mittelkambrium in dem Sinn, daß die kennzeichnenden Formen des Unterkambriums (die Olenelliden) bereits verschwunden sind, während die mittelkambrischen Paradoxiden noch fehlen. In Neu-Braunschweig, England und Polen ist dementsprechend das Profil:

Paradoxides-Schichten	Mittelkambrium
Protolenus-Schichten	
Holmia-Callavia-Schichten	Unterkambrium

Die Oberlausitzer Fauna nimmt demgegenüber eine Sonderstellung ein, denn sie enthält nicht selten noch typische Olenelliden[9]). Das wirft zunächst ein Licht auf die stratigraphische Einreihung von Protolenus, der

7) Doch ist der sibirische *P. asiaticus* n. sp. meines Wissens noch nicht beschrieben. Ebenso fehlt noch die Beschreibung der polnischen Fauna, doch hatte seinerzeit liebenswürdigerweise Herr Dr. J. Czarnocki mir unveröffentlichtes Material zur Verfügung gestellt.

8) Die mit den Arten der Zoologen nicht gleichbedeutend sind (wie gelegentlich vergessen wird!).

9) Unbestimmbare Olenellidenreste (*Callavia* ?) werden jedoch von Cobbold auch aus der englischen Protolenusstufe angegeben.

von den meisten Forschern ins untere, von anderen aber (so neuerdings von Grabau 1936, S. 342 ff.) ins mittlere Kambrium gestellt wird. In der Oberlausitz spricht viel mehr für Unterkambrium.

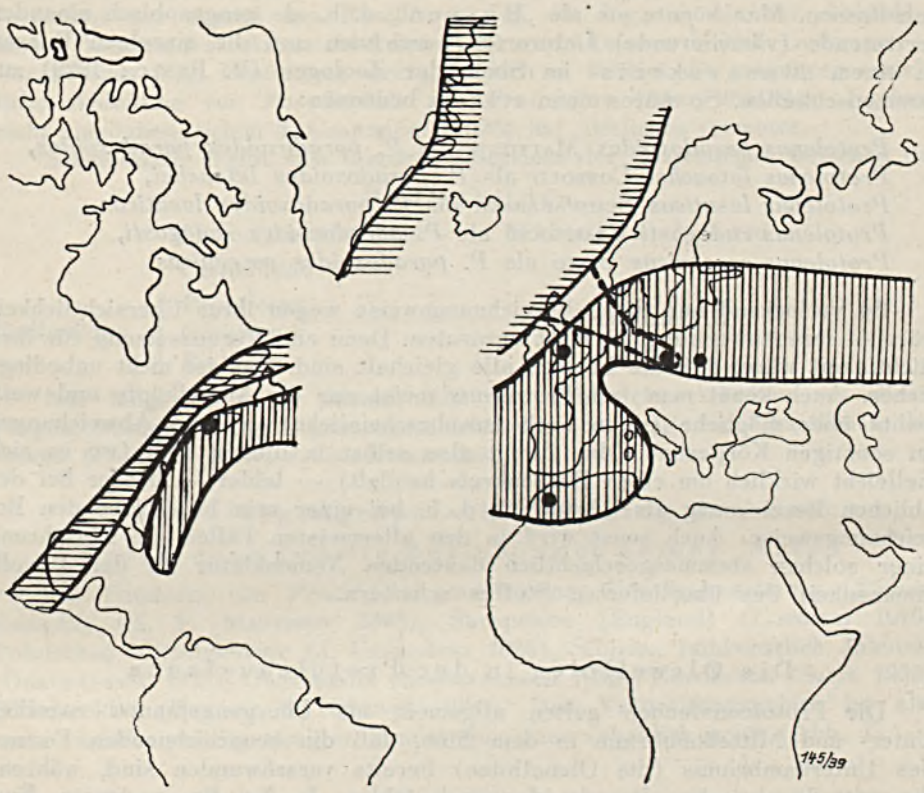


Abb. 8. Paläogeographische Karte des Unterkambriums in Nordamerika—Europa—Nordafrika. Die Karte soll nur die großen faunistischen Zusammenhänge zeigen. Grenzen der beiden „Geosynklinalen" zum größten Teil nach Grabau 1936, S. 75 (vom Verfasser: Südgrenze der atlantischen Provinz in Europa-Afrika, nach den neuen Arbeiten Thoral's, Bondon's, Neltner's u. a.). Vertikal schraffiert = Atlantische Provinz. Horizontal schraffiert = Appalachische Provinz. Dick gestrichelt = zeitweilige Beziehungen zwischen den beiden Faunengebieten. Schwarze Kreise = Fundstellen von *Protolenus*

Die Olenelliden in unserer Protolenusfauna sind nun aber auch paläogeographisch von größtem Interesse. Sie zeigen, daß sich in der Oberlausitz Vertreter zweier ganz verschiedener Faunenbezirke mischen. Einmal finden wir, den Hauptteil ausmachend, *Protolenus*, eine Gattung, die als kennzeichnend für die „Atlantische Provinz" des Kambriums (Grabau 1936) angesehen werden kann, obgleich sie auch an anderen Stellen der Erde auftritt. Aber daneben kommen *Olenellus* und vermutlich *Wanneria*

vor, zwei Olenellidengattungen, die für die „Appalachen-Geosynklinale“ so bezeichnend und in Europa nur in einem Randgebiet dieses die Appalachen und Ostgrönland (Poulsen) umfassenden Meeresgebiets, in Nordschottland (Peach & Horne), teilweise wiederzufinden sind[10]). Grabau hat die Verhältnisse in einer Skizze übersichtlich dargestellt[11]).

Wir müssen aus den Oberlausitzer Funden schließen, daß die Abtrennung der beiden „Geosynklinalen“ nicht so scharf war, wie es zunächst scheint, wie ja überhaupt das paläogeographische Bild im Laufe des Unterkambriums wechselnd und im einzelnen wohl recht verwickelt war. K. Hansen (1937) hat dies für Nordosteuropa in Kärtchen veranschaulicht. Wohl gehört das schlesische Kambrium der „Atlantischen Provinz“ an, aber mindestens zeitweise hatte es Verbindung mit dem Norden, der „Appalachen-Geosynklinale“. Auffällig ist dabei nur, daß wir sonst in der Protolenusstufe Europas so wenig Anzeichen für appalachische Einflüsse haben. Ich möchte daher annehmen, daß die Einwanderung dieser amerikanisch-grönländisch-schottischen Formen mehr oder weniger auf dem unmittelbaren Wege nach Schlesien und erst in der jüngeren Protolenuszeit erfolgte, so daß sich diese Einwanderer in Europa nicht mehr weit verbreiten konnten. Sie starben inzwischen aus. In England folgt zudem bald über der Protolenusstufe eine Lücke (Cobbold 1927), und auch in Polen ist eine Diskordanz zwischen Unter- und Mittelkambrium immerhin möglich (Czarnocki 1926, S. 9).

In der Abb. 8 sind die paläogeographischen Beziehungen noch einmal dargestellt.

D. Zusammenfassung

Die unterkambrische Protolenusfauna der Oberlausitz hat zahlreiche neue Trilobiten geliefert. Sie gehören zum größten Teil zur Gattung *Protolenus*. Die Fauna ist sehr artenarm.

Genauer beschrieben werden:

Olenellus zimmermanni n. sp.
Wanneria cf. *walcottana* (Wanner) (vermutlich bis über 20 cm lang!)
Protolenus lusaticus Schwarzbach
Protolenus bederkei n. sp.

Von *Protolenus*, bei dem auch die tektonischen Verzerrungen eingehend studiert werden, wird ferner ein fast vollständiger Rumpf mit 17 Gliedern und erhaltenem Schwanz bekannt gemacht. Darnach ist die Gattung (wie schon früher vermutet) eng verwandt mit den Olenelliden und vor allem *Olenopsis, Redlichia* und den Paradoxiden. Eine Rekonstruktion des vollständigen Tieres wird gegeben, und über die Lebensweise (auch von *Eodiscus*) werden einige Bemerkungen gemacht.

Das Verbreitungsgebiet der Gattung *Protolenus* ist (trotz weniger Fundpunkte) sehr groß. Die einzelnen Arten sind einander meist recht ähnlich (vielleicht nur Rassen eines „Rassenkreises“).

10) Aus dem unterkambrischen Acl von Shropshire gibt Raw (1936) einen Schwanz auch als zweifelhafte *Wanneria (W. ? pennappge* Raw) an.

11) Freilich sind auch andere Deutungen möglich. Siehe etwa Schwinner 1934, S. 32.

Während Protolenus ein typischer Trilobit des „atlantischen" Kambriums ist, sind die Olenelliden (*Olenellus, Wanneria*) in der Oberlausitzer Fauna Fremdlinge; sie deuten auf zeitweilige kurze Verbindung mit der Appalachen-Grönland-Geosynklinale. Eine Karte stellt die paläogegographischen Beziehungen dar.

E. Schriften

Bederke, E.: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., H. 7. 50 S. 1924.

Bondon, J. & Neltner L.: Sur la série cambrienne des plateaux de Draa (Sud Marocain) et la présence du Géorgien dans cette série. — C. R. Acad. Sci. Paris, **197**, S. 170—172. 1933.

Brinkmann, R.: Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. — Geol. Rdsch., **26**, S. 124 bis 127. 1935.

Cobbold, E. S.: On some small Trilobites from the Cambrian Rocks of Comley (Shropshire). — Quart. J. geol. Soc., **66**, S. 19—51. 1910.

— : The Stratigraphy and Geological Structure of the Cambrian Area of Comley (Shropshire). — Quart. J. geol. Soc., **83**, S. 551—573. 1927.

— : Additional fossils from the Cambrian Rocks of Comley, Shropshire. — Quart. J. geol. Soc., **87**, S. 459—512. 1931.

Cobbold, E. S. & Pocock, R. W.: The Cambrian Area of Rushton (Shropshire). — Philos. Trans. r. Soc. London, Ser. B, **223**, S. 305—409. 1934.

Czarnocki J.: Le cambrien et la faune cambrienne de la partie moyenne du massif de Swiety Krzyz (Ste. Croix). — Congr. geol. int., C. R., 14. Sess. en Espagne 1926, S. 735—750. Madrid 1927.

Grabau, A. W.: Palaeozoic formations in the light of the Pulsation Theory. Vol. I. Lower and Middle Cambrian pulsations. — 2. Aufl., 630 S. 1936.

Hansen, K.: Comparative Studies of the Lower Cambrian Strata of Scania and Bornholm. — Medd. dansk geol. Foren., **9**, S. 151—182. 1937.

Kiaer, J.: The Lower Cambrian Holmia Fauna at Tømten in Norway. — K. norske Vidensk. — Selsk. skr. I, mat.-naturw. Kl., **10**, S. 1—140. 1916.

Matthew, G. F.: The Protolenus Fauna. — Trans. New York Acad. Sci., **14**, S. 101 bis 153. 1895.

Obrutschew, W. A.: Geologie von Sibirien. — Fortschr. Geol. u. Paläontol., **15**, 572 S. 1926.

Peach, B. N. & Horne, J.: The Olenellus Zone in the North-West Highlands of Scotland. — Quart. J. geol. Soc., **48**, S. 227—242. 1892.

Poulsen, Chr.: The Lower Cambrian Faunas of East Greenland. — Medd. Grønland, **87**, Nr. 6, S. 1—66. 1932.

Raw, F.: Mesonacidae of Comley in Shropshire, with a discussion of classification within the family. — Quart. J. geol. Soc., **92**, S. 236—293. 1936.

— : Systematic position of the Olenellidae (Mesonacidae). — J. Palaeontol., **11**, S. 575—597. 1937.

Rensch, B.: Das Prinzip geographischer Rassenkreise und das Problem der Artbildung. — 206 S. Borntraeger, Berlin, 1929.

Resser, Ch. E. & Howell, B. J.: Lower Cambrian Olenellus Zone of the Appalachians. — Bull. geol. Soc. Amer., **49**, S. 195—248. 1938.

Richter, R. & E.: Eine cambrische Fauna im Niederschlesischen Schiefergebirge. — Cbl. Min. usw., S. 730—735. 1923.

— : Crustacea (Paläontologie). — Handwörterb. Naturwiss., 2. Aufl., **2**, S. 840 bis 863. 1932.

Saito, K.: The occurence of Protolenus in the Cambrian rocks of North Korea. — Japan. J. Geol. and Geogr., Trans. and Abstr., **10**, S. 145—151. 1933.

Schwarzbach, M.: Zur Stratigraphie des Cambriums in der Oberlausitz. — Zbl. Min. usw., B, S. 452—455. 1932.

— : Neue Trilobiten aus dem Cambrium der Oberlausitz. — Zbl. Min. usw., B, S. 586—593. 1933.

— : Das Cambrium der Oberlausitz. — Abh. naturf. Ges. Görlitz, **32**, H. 2, S. 7—54. 1934.

— : Über die systematische Stellung der Trilobitengattung Protolenus G. F. Matth. — Zbl. Min. usw., B, S. 233—239. 1934.

— : Oberlausitzer Schiefergebirge und Boberkatzbachgebirge — ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. — Abh. naturf. Ges. Görlitz, **32**, 3, S. 31 bis 63. 1936.

— : Die ältesten Versteinerungen Deutschlands. — Schles. Heimat, S. 254—255. 1936.

— : Das Normalprofil des sardinischen Cambriums. — Zbl. Min. usw., B, S. 49 bis 59. 1939.

Schwinner, R.: Die Germanische Nord-Süd-Senke. — Geol. Rdsch., **25**, S. 26—38. 1934.

Stubblefield, C. J.: Cephalic Sutures and their bearing on current Classifications of Trilobites. — Biol. Rev., **11**, S. 407—440. 1936.

Thoral, M.: Contribution à l'étude Paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et Révision sommaire de la Faune Cambrienne de la Montagne Noire. — 362 S. Montpellier 1935.

Walcott, Ch. D.: Olenellus and other genera of the Mesonacidae. — Smithson. Misc. Coll., **53**, 6, S. 231—422. 1910.

Zimmermann, E.: Das Paläozoikum bei Görlitz und die Auffindung devonischer Trilobiten daselbst. — Z. deutsch. geol. Ges., **60**, Mber. S. *168—171*. 1908.

Urschrift eingegangen am 2. Oktober 1938.

Druckauftrag erteilt am 16. Oktober 1939.

II. Sitzungsberichte

E. Fulda

Urlaugen im Zechstein

Im Kalibergbau werden wegen der Gefahr des Ersaufens alle Laugenzuflüsse sorgfältig beobachtet. Besonders bedenklich sind die Zuflüsse, die aus Speicherräumen stammen, welche mit dem der Erdoberfläche nahen Grundwasser in Verbindung stehen. Wenn diese Verbindung fehlt, handelt es sich zumeist um Urlaugen, die bereits in der Salzbildungszeit bei der Einengung des Meerwassers entstanden sind.

Die Urlaugen des Zechsteins stammen zumeist aus Klüften des Hauptdolomites oder des Hauptanhydrites. Danach kann man zwei Arten von Urlaugen unterscheiden. Der Lösungsrückstand der Hauptdolomitlaugen besteht mindestens zur Hälfte aus Chlornatrium. Die Hauptanhydritlaugen enthalten dagegen hauptsächlich Chlormagnesium. Bei beiden Laugenarten kommt manchmal ein beachtenswerter Gehalt an Chlorcalcium vor.

Nach Untersuchungen von Fr. Krüll können Lösungen von Chlorkalium derart auf Anhydrit einwirken, daß Laugen mit höchstens 50 g Chlorcalcium im Liter entstehen. Die Laugen der Kalibergwerke enthalten in manchen Fällen über 100 g Chlorcalcium. Sie können daher nicht durch Umsatz von Chlorkaliumlösung mit Anhydrit entstanden sein. Man muß daher vermuten, daß der hohe Chlorcalciumgehalt unmittelbar von der Eindampfung des Meereswassers in der Zechsteinzeit herrührt, mit anderen Worten, daß es sich um Urlaugen handelt. Diese sind in Speicherräumen des Hauptdolomits und des Hauptanhydrits seit der Zechsteinzeit erhalten geblieben.

Beim Zufluß von Urlaugen in die Grabenräume eines Bergwerkes bleibt die hohe Sättigung während der ganzen Zuflußzeit erhalten. Die Schüttung nimmt ab, sobald sich die Entleerung der Laugenklüfte auswirkt. Im Gegensatz dazu nimmt beim Zufluß von Tageswässern die Sättigung meist allmählich ab, die Schüttung dagegen zu.

Berlin, den 12. Januar 1939

H.-L. Heck*)

Die neuartige geologische Uebersichtskartierung von Schleswig-Holstein

Jede neuzeitliche und künftige Erdbaupraxis, jede bedeutendere wasserwirtschaftliche Maßnahme und Raumgestaltung im Rahmen der amtlichen schleswig-holsteinischen Bauvorhaben auf lange Sicht gründet auf der Kenntnis und Berücksichtigung örtlicher Bodenverhältnisse, auf einem Wissen um die Genese der verschiedensten Ablagerungen und ihrer Verbreitung. Boden, Wasser und Pflanzenwelt erfordern bei künstlichen Eingriffen in Schleswig-Holsteins Raum der Küsten wie des Binnenlandes weitgehendste Rücksichtnahme. In dieser Erkenntnis ist die Aufgabe gestellt worden, durch die amtliche geologische Landesaufnahme eine Übersichtskarte herstellen zu lassen, die bei dem Maßstab von 1:100 000 möglichst vielseitigen praktischen Anforderungen entspricht. Da die bisherigen geologischen Übersichtskarten kleineren Maßstabes veraltet oder ungeeignet sind und die Spezialaufnahmen sich nicht nennenswert beschleunigen lassen, wurde mit der Geländeuntersuchung für dieses Kartenwerk bereits im Sommer 1938 begonnen.

Im Gegensatz zu den in Deutschland zuvor üblichen geologischen Übersichtskarten des Flachlandes ist sowohl die Methode der Aufnahme selbst als auch die Darstellung in mancher Hinsicht neuartig. Die Geländeuntersuchung erfolgt mit Bohrgeräten, die in Watt, Marschen und Niederungen bis auf den voralluvialen Untergrund angesetzt werden. Der Geologe hat bei seiner Feldtätigkeit Bohrarbeiter und Motorfahrzeug zur Verfügung und ist so imstande, in kürzerer Zeit gründlicher das ihm bestimmte Gebiet für den Zweck einer Übersichtskarte aufzunehmen.

Das Kartenbild entsteht während der Aufnahme auf Meßtischblättern 1:25 000. In diese geologischen Feldblätter wird alles von Oberfläche und Untergrund eingetragen, was festgestellt ist und praktisch wie wissenschaftlich Bedeutung hat. Besondere Karten der eigenen und vorhandenen älteren Bohrungen ergänzen diese Materialsammlung. Die für alle Blätter einheitliche Darstellung geschieht nach besonderen Richtlinien. Erst während der Winterszeit werden die Felduntersuchungen ausgewertet und zur Übersichtskarte 1:100 000 zusammengestellt.

Gleichzeitig mit der Ausarbeitung einer geologisch-stratigraphischen Übersichtskarte entstehen die seitens der Praxis gewünschten Auswertungskarten. So wird vor allem eine petrographische Karte geschaffen, aus der die Verbreitung der einzelnen Bodenarten, ihre Lagerung zueinander und ihre Mächtigkeiten ersichtlich sind, und weiterhin gibt eine Karte der nutzbaren Lagerstätten die Vorkommen bekannter und auch noch unerschlossener Rohstoffe an. Der Befund der Grundwasserverhältnisse wird gesondert vermerkt.

*) Um eine Vorstellung von den Bauvorhaben und Landgewinnungsarbeiten an der Westküste Schleswig-Holsteins zu vermitteln, lief eingangs der im Auftrage des Oberpräsidenten und Gauleiters Lohse hergestellte Film „Trutz blanke Hans“. Für die Leihgabe des Filmes danken Verfasser und das Kollegium der Preuß. Geol. Landesanstalt auch an dieser Stelle.

Auf diese Weise entsteht in kürzester Zeit von seiten der Geologie durch die Zusammenarbeit zwischen dem Oberpräsidium Kiel und der Geologischen Landesanstalt ein Kartenwerk, das in seiner neuartigen Gestaltung über den allgemeinen Fortschritt erdgeschichtlicher Belange hinaus eine wirkliche Hilfe für die moderne Erdbaupraxis in Schleswig-Holstein bedeutet.

H.-O. Grahle, Kiel

Abgesehen von Erkenntnissen für die praktischen Aufgaben sind durch die Kartenaufnahme des bisherigen Anteils auch wissenschaftliche Ergebnisse erzielt worden. Insbesondere kann nunmehr für die Diluvialstratigraphie im Westen Schleswig-Holsteins als Fortschritt bezeichnet werden, daß die von anderen Autoren als „warthe-eiszeitlich" angesprochenen Ablagerungen nicht einer besonderen, durch Interglazialbildungen abgegrenzten selbständigen Eiszeit entstammen können. Die Tatsache, daß Strukturböden („Brodelböden" im weiteren Sinne) — eine Folgeerscheinung arktischen oder periglazialen Klimas — die zeitliche Grenze zwischen zwei Grundmoränen bilden, weist den hangenden Glazialbildungen ihre stratigraphische Stellung als warthezeitliches Stadium in kurzfristigem Abstand von der Saalevereisung zu. Durch geschiebekundliche, morphologische und auch klimatologische Feststellungen wird diese Erkenntnis erhärtet.

Bei der Kartierung des Alluvialraumes und seiner Darstellung sind Mächtigkeitslinien herausgearbeitet worden. Dadurch wurden im Eider- und Treenegebiet vier nacheiszeitliche Talsysteme erkannt, deren ältestes das späterhin von Borealmooren erfüllte Talsand-Urstromnetz ist. Das *Litorina*-Meer drang weit in das Landinnere vor. Hangende Moore sind von marinem, mittelalterlichem Schlick überkleidet worden, und erst die Eindeichung und Flußregulierung hat der Tendenz fortschreitenden Vordringens der Flutwelle Einhalt geboten.

Berlin, den 19. Januar 1939

W. Benade

Der jetzige Stand der balneologischen Moor- und Schlammforschung

Vor vier Jahren berichtete ich über die Arbeitsgemeinschaft der Preußischen Geologischen Landesanstalt mit der Reichsanstalt für das deutsche Bäderwesen, die das Ziel hat, alle deutschen Moor-, Schlamm- und Erdevorkommen, die zu Heilzwecken genutzt werden, eingehend zu untersuchen. Bezogen auf das Altreich ist diese Aufgabe zu 70% erledigt. Wenn auch noch einige Vorkommen im Sudetenland und in der Ostmark hinzukommen, so ist doch damit zu rechnen, daß die Arbeit in etwa zwei Jahren abgeschlossen sein wird. Diese Aufgabe wird von uns nicht nur so aufgefaßt, daß die Naturstoffe nach ihrer Herkunft beschrieben und chemisch und physikalisch untersucht werden, sondern es wird jeweils versucht, die den Physiologen und Therapeuten interessierenden Merkmale herauszuarbeiten und die Eigenart dieser Stoffgemische zu kennzeichnen. Hierbei wird eine Fülle von Einzelbeobachtungen zusammengetragen, die der Geologie, Chemie und Physik der Schlamme, Moore und Erden zugute kommen. Außerdem werden die Untersuchungsergebnisse im neuen Deutschen Bäderbuch die Grundlage zur Bewertung der Materialien bilden.

In den letzten Jahren beschäftigte sich die International Society of Medical Hydrology (London) damit, Richtlinien für den internationalen Gebrauch auszuarbeiten, nach denen die Peloide (Moore, Schlamme, Erden) klassifiziert, analysiert und beschrieben werden. Da uns durch die Arbeiten im Rahmen der erwähnten Arbeitsgemeinschaft geeignete Untersuchungsmethoden und vor allem hinreichende Erfahrungen zur Verfügung standen, konnten wir in dem internationalen Komitee maßgebend mitarbeiten. Es wurde erreicht, daß alle an der Preußischen Geologischen Landesanstalt ausgearbeiteten Untersuchungsmethoden international anerkannt worden sind. Außerdem ist die von einer deutschen Kommission ausgearbeitete Nomenklatur der Unterwasserablagerungen (siehe Jahrbuch d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1937, S. 426 f.) international eingeführt worden. Die Nomenklatur der Unterwasserablagerungen geht im wesentlichen auf die von H. Potonié angegebene Klassifikation der Kaustobiolithe zurück. Neu ist die Unterscheidung von Sapropel (Vollfaulschlamm) und Gyttja (Halbfaulschlamm). Der Unterschied besteht darin, daß Sapropel unter rein anaeroben Bedingungen entsteht, während Gyttja im halb anaeroben Medium gebildet wird. Es werden im Vortrag die chemischen Unterschiede dieser beiden Schlammtypen näher dargelegt. Weiteres hierüber ist bei W. Benade: Moore, Schlamme, Erden, Verlag Steinkopff 1938, angegeben.

Im Verlauf der Untersuchungen im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft hat sich noch ein weiteres Arbeitsgebiet ergeben, nämlich die technische Aufbereitung der Peloide. Diese Frage wurde im vergangenen Jahre in Gemeinschaft mit Oberingenieur C. Friedrich bearbeitet. Über die Ergebnisse wurde auf dem Internationalen Bäderkongreß 1938 in Bad Nauheim berichtet. Im allgemeinen ist die Aufbereitung auch in unseren großen Moorbädern nicht ausreichend, da Maschinen aus der Brenntorf-Industrie übernommen worden sind, durch die erreicht wird, daß der Torf grob zerkleinert und verdichtet wird, während für die Bereitung der Bäder eine möglichst weitgehende Auf-

teilung und Homogenisierung des Materials mit Wasser verlangt wird. Aus den praktischen Versuchen im Moorbad Liebenwerda ist eine Aufbereitungsanlage entwickelt worden, die den genannten Forderungen gerecht wird. Die Anlage besteht im wesentlichen aus einer neuartigen Mühle, die das Material in einen salbenartigen Zustand verwandelt. Die Mischung mit Wasser erfolgt dann in einem großen Bottich unter Verwendung eines Intensivrührers, wie er in der chemischen Großindustrie mit Erfolg angewandt wird. Dadurch wird die Badmasse homogenisiert, es wird eine vollkommen ausgeglichene Temperatur erreicht und das Quellungs- und Lösungsgleichgewicht stellt sich nach kurzer Zeit ein. Es wird durch diesen Aufbereitungsgang ermöglicht, daß die chemischen und physikalischen Faktoren im Bade voll zur Auswirkung kommen können.

Berlin, 26. Januar 1939

A. Seifert

Die Paläogeographischen Verhältnisse zur Turonzeit in Ostsachsen

Aufgaben paläogeographischer Untersuchungen in den Turonablagerungen des sächsischen Elbtalgebietes sind vor allem:

1. die meereskundlichen Verhältnisse des Turonmeeres und
2. die Verteilung von Land und Meer zur Turonzeit im Umkreis der noch erhaltenen Schichten festzustellen.

Zu 1. Im Elbtalkreidegebiet findet von W bzw. SW her aus der tonigmergeligen Fazies nach O bzw. NO hin ein Übergang in die sandige Fazies statt (Faziesgrenzgebiet von Pirna). Von NW nach SO und umgekehrt verlaufende Gezeitenströmungen bewirkten vielerorts Schrägschichtung des Quadersandsteins und Großrippeln, die N—S und NO—SW streichen. Diese Bildungen vollzogen sich in einem Flachmeer.

Zu 2. Das Gebiet des heutigen Erzgebirges dürfte weithin überflutet gewesen sein, wie die Cenomanreste im oberen Flöhatal anzeigen. Wo hier die Küstenlinie verlaufen ist, wird sich kaum mehr feststellen lassen. — Im NO der Elbtalkreideablagerungen wird von Beck, Förster, Häntzschel und Seifert im Gebiet des Lausitzer Granitmassivs sedimentlieferndes Festland angenommen, während Hettner und besonders Scupin die Ansicht von der Überflutung der Lausitz durch das Turonmeer vertreten. Scupin stützt sich dabei auf epirogenetische Betrachtungen. Die neuere Untersuchung der Gerölle im Turon-Sandstein entlang der Lausitzer Überschiebung im Elbsandsteingebirge durch den Vortragenden ergab neue Hinweise auf ein Abtragungsgebiet dicht nördlich der postturonen, in ihrer Anlage jedoch schon älteren Lausitzer Überschiebung.

Schrifttum (mit weiteren Schrifttums-Angaben):

A. Seifert: Die Gerölle im Turon-Sandstein entlang der Lausitzer Überschiebung im Elbsandsteingebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **89**, S. 629—647. Berlin 1937.

Berlin, 26. Januar 1939

Josef Niedermayer

Die Mineralquellen und Bleierzgänge bei Niederselters i. Taunus und ihr Zusammenhang mit dem Gebirgsbau

Im Emsbachtal zwischen Nieder- und Oberselters treten drei gering eisenhaltige Säuerlinge auf, die Staatsquelle und die Gemeindequelle in Niederselters und der Mineralbrunnen in Oberselters. Sie besitzen im wesentlichen die gleiche Zusammensetzung und Konzentration der Mineralstoffe. Die Bedeutung der Quellen liegt in dem geringen Eisengehalt und dem relativ hohen Kochsalzgehalt (2,34‰), sowie der großen Menge natürlich gebundener Kohlensäure, die es ermöglicht, daß das Wasser der Staatsquelle Niederselters ohne Kohlensäurezusatz abgefüllt werden kann.

Das Auftreten der Quellen ist an einzelne Koblenzquarzitschuppen gebunden. Der Austritt selbst liegt bei Niederselters in Tonschiefern der Oberkoblenzstufe, bei Oberselters in sandigen Flaserschiefern des Unterkoblenz. Das Aufdringen des Mineralwassers erfolgte auf N—S gerichteten Störungen, die z. T. postoligozänes Alter haben, da in diesem Gebiet die Vallendarer Schotter um über 100 m von ihnen verworfen wurden. Außerdem ist noch mit der Möglichkeit jungdiluvialer Störungen zu rechnen, die in dem benachbarten Limburger Becken nachgewiesen werden konnten. In dem Quellengebiet treten ferner zahlreiche, gleichfalls N—S streichende Quarzgänge auf, welche sehr wahrscheinlich auch für die Zirkulation der Mineralwässer in Betracht gezogen werden können, wie an dem Beispiel eines völlig kaolinisierten Ganges unweit der Niederselterser Quellen gezeigt wurde. Vermutlich besteht zwischen dem tertiären Vulkanismus und den Mineralquellen ein noch ungeklärter Zusammenhang, da in der Nähe des Quellengebietes mehrere Basaltvorkommen liegen.

In der weiteren Umgebung von Niederselters treten mehrere Bleiglanz führende Erzgänge auf, die sich in zwei verschiedene Gruppen einordnen lassen. Die erste Gruppe wird gebildet durch die bereits erwähnten N—S streichenden Quarzgänge, die Beiglanz, Kupferkies und Pyrit führen, aber keine große praktische Bedeutung haben. Das Erz ist meist im Quarz fein verteilt, bzw. in kleineren Nestern angereichert. Bergbauliche Versuche zur Gewinnung dieser Erze fanden an der Mündung des Eisebaches in den Emsbach und bei Oberselters statt, wurden aber sehr rasch wieder eingestellt.

Größere Beachtung hat indessen bis zur Jahrhundertwende die zweite in O—W-Richtung verlaufende Ganggruppe gefunden, auf denen die Gruben „Vereinigung" bei Eisenbach, „Alte Hoffnung" bei Weyer und „Laubus" bei Haintchen umgingen. Diese Gänge verlaufen spießwinklig zum Streichen der Schichten. Die Erzgänge der beiden letztgenannten Gruben setzen in *Orthoceras*-Schiefern des unteren Mitteldevons auf. In den Schiefern eingelagert sind mächtige Schalstein- und Diabasmassen, in denen die Gänge vertauben. An der Grenze Schalstein—Tonschiefer wurde eine Erzanreicherung beobachtet.

Beide Gruben wurden wegen Schwierigkeiten bei der Wasserhaltung bereits in den 80er Jahren des vergangenen Jahrhunderts eingestellt. Die beiden Gänge der Grube „Vereinigung" bei Eisenbach folgen im wesentlichen der Grenze von Tonschiefern und sandig-flaserigen Schiefern des Oberkoblenz und werden im Osten und Westen von senkrecht zur Streichrichtung verlaufenden Blattverschiebungen abgeschnitten. Das Erz wurde hier in drei Sohlen abgebaut bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 0,5—1 m. Der Betrieb wurde 1901 eingestellt, da bei tieferem Abbau eine Gefahr für die nur 2 km entfernt liegende Niederselterser Mineralquelle besteht.

Berlin, den 9. Februar 1939

O. H. Schindewolf

Paläontologie und Abstammungslehre

Auf mehrfach geäußerten Wunsch wurde ein Überblick gegeben über den heutigen Stand der Abstammungslehre und über die Rolle, welche die Paläontologie in den modernen Gedankenströmungen spielt.

Nachdem die Deszendenzlehre Jahrzehnte hindurch als eine Selbstverständlichkeit gegolten hatte, über die es nicht weiter zu reden verlohnte, ist sie neuerdings wieder in ein Stadium lebhafter Erörterungen gerückt. Von den verschiedensten Seiten aus sind ihre Grundlagen und Einzelprobleme der Kritik unterworfen worden. Manche Forscher sind dabei zu einer völligen Verwerfung der Abstammungslehre gelangt, andere haben gewisse Teilaussagen abgelehnt und so ihren ursprünglichen Geltungsbereich eingeschränkt.

Eine große Schwierigkeit bereitete von jeher das Fehlen allmählicher und geschlossener Übergänge zwischen den verschiedenen Typenorganisationen, die nach wie vor, trotz aller neueren paläontologischen Funde, einander unvermittelt gegenüberstehen. Das Fehlen derartiger Zwischenformen und Bindeglieder kann heute nicht mehr mit der Lückenhaftigkeit der Überlieferung erklärt werden. Es muß jetzt als feststehende Tatsache gelten, daß zwischen den einzelnen Bauplänen nicht eine derart langsame und allmähliche Umbildung in kleinen Einzelschritten stattgefunden hat, wie sie bei den Entwicklungsreihen innerhalb der Typen vorliegt. Dieser Befund konnte durch neuere paläontologische Untersuchungen und ebenso auch durch theoretische Erwägungen dahin aufgeklärt werden, daß die Entstehung qualitativ neuartiger Bauplantypen durch sprunghafte, durchgreifende Umprägungen von frühjugendlichen Entwicklungsstadien des jeweiligen Vortypus aus erfolgt. Damit ist ein Haupteinwand, der immer wieder gegen die Berechtigung der Deszendenzlehre erhoben wurde, in Fortfall gekommen: die Suche nach den fehlenden Zwischenformen mußte deshalb vergeblich bleiben, weil diese niemals gelebt haben.

Die Abstammungslehre in ihrer allgemeinsten Aussageform steht unerschüttert da. Die von Lamarck und Darwin angenommenen Triebkräfte der Entwicklung dagegen reichen nicht aus, um die für den Stammesfortschritt besonders entscheidende Phase der plötzlichen, unvermittelten Typenentstehung zu erklären. Der Lamarckismus ist auch von den sonstigen paläontologischen Befunden her in der gleichen Weise abzulehnen, wie es in der modernen Biologie geschieht.

Berlin, den 16. Februar 1939

L. Riedel

Zur Stratigraphie des Mukronatensenons in Nordwestdeutschland

Das oft mehrere 100 Meter mächtige Mukronatensenon besteht zum größten Teil aus hellgrauen oder weißlichen, kalkigen Mergelsteinen, welche meist recht arm an Megafossilien sind. Die leitenden Fossilien der einzelnen Stufen des Mukronatensenons, im wesentlichen Scaphiten, wurden nur vereinzelt gefunden, jedoch war es an Hand derselben möglich, eine Reihe anderer Formen, die häufiger vorkommen, einzuhängen. Bei diesen handelt es sich zum großen Teil um Arten, die leider aus Zeitmangel noch nicht exakt paläontologisch bestimmt werden konnten.

Der tiefere Teil des Mukronatensenons ist vor allem durch das Auftreten von Porosphaeren gekennzeichnet, welche bereits im höchsten Quadratensenon beginnen. Im tieferen Teil treten auch Septiferen aus der *Lineatus*-Gruppe auf, die aber noch bis in das Mittlere Mukronatensenon hineinreichen. Im Mittleren Mukronatensenon gibt es zwei sehr charakteristische Horizonte, welche durch das häufige Auftreten von Bruchstücken großer, flacher und meist wenig skulptierter Inoceramenschalen aus der Gruppe des *Inoceramus planus* Goldf. gekennzeichnet sind. Im höheren Teil des Mittleren Mukronatensenons und im höheren Mukronatensenon treten Serpeln aus der Gruppe der *Serpula hexagona* Goldf. auf. Diese Gliederung der hellen Kalkmergelfazies auf Grund der hauptsächlichsten Formen läßt sich auch gut mit der Gliederung nach Mikrofossilien in Einklang bringen. Die Horizonte mit den Serpeln aus der *Hexagona*-Gruppe und den Inoceramenschalen der *Planus*-Gruppe finden sich auch in der grünsandigen Fazies, in welcher das Mukronatensenon in der Dammer Mulde ausgebildet ist, wieder. Wenn es sich hier auch keineswegs um eine exakte Stratigraphie handelt, so bieten die angeführten Fossilien doch immerhin Anhaltspunkte für eine Gliederung, die im Hinblick auf die Orientierung in den zahlreichen Bohrungen notwendig ist.

Auf der eigentlichen Pompeckj'schen Schwelle, etwa in dem Gebiet zwischen Peine und Hamburg, geht das weiße Mukronatensenon, etwa vom höheren Teil der mittleren Partie an, in graugrün gefärbte, etwas tonigere Mergelsteine über, aus denen das höhere Mukronatensenon in Grünsand-Fazies allmählich hervorgeht. Es hat sich nun gezeigt, daß die genannten Schichten aber im wesentlichen auf den Süden beschränkt sind und nach Norden zu in der beschriebenen Ausbildung allmählich immer geringmächtiger werden. Im nördlichen Gebiet ist kaum noch eine Grünfärbung und nur ein sehr schwacher Glaukonitgehalt bemerkbar. In der westlich Ütze gelegenen Bohrung Brunhilde wurde nun in den grünsandigen Partien des höheren Mukronatensenons *Scaphites constrictus* Sow. gefunden, während bei Lüneburg der gleiche Horizont als fast weißer Mergelstein ausgebildet ist. Hieraus ist zu schließen, daß die Küste zur Zeit des hohen Mukronatensenons im südlichen Hannover gelegen haben muß, während im Norden noch im offenen Meer kalkige Sedimente abgelagert wurden. Auch die Grünfärbung der höheren Partien des Mukronatensenons im Süden kann auf eine Einschwemmung

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

von terrigenem Detritus hindeuten und diese Sedimente als verhältnismäßig küstennahe Ablagerungen erscheinen lassen.

Es ist demnach wahrscheinlich, daß sich das Meer im hohen Mukronatensenon allmählich von Süden nach Norden zurückzog, und daß die höchsten Schichten der Oberkreide, das Maastricht und das Danien, infolgedessen in Nordwestdeutschland gar nicht mehr zur Ablagerung gekommen sind. Diese Hypothese hat eine größere Wahrscheinlichkeit als die Annahme, daß Maastricht und Danien infolge ihrer hohen Lage im Anschluß an die laramische Orogenese präpaleozän wieder zerstört worden seien.

Berlin, den 16. Februar 1939

Paul Woldstedt

Zur Fertigstellung der geologischen Uebersichtskarte von Ostpreußen im Maßstabe 1:300000

Mit einer Fertigstellung der geologischen Spezialkartierung im Maßstabe 1:25000 kann in Ostpreußen in absehbarer Zeit nicht gerechnet werden, weil hierfür zur Zeit nicht genügend Kräfte zur Verfügung stehen. Die Geologische Landesanstalt beschloß deshalb im Jahre 1933, zunächst eine geologische Übersichtskarte im Maßstabe 1:300000 herzustellen. Von den noch unbekannten Gebieten — einem Bereich von etwa 200 Meßtischblättern — wurden deshalb in den folgenden Jahren Übersichtserkundungen durch eine Reihe von Geologen ausgeführt, die, im Maßstab 1:100000 gezeichnet, als Vorlagen für die herzustellende Karte 1:300000 dienen sollten. Außerdem mußten die z. T. veralteten Spezialaufnahmen im westlichen und mittleren Teil der Provinz neu begangen werden.

Mit der Redaktion der Karte wurde ich im Jahre 1935 beauftragt. Es wurden zu diesem Zwecke in den Jahren 1935—1938 ausgedehnte Begehungen in allen Teilen der Provinz von mir ausgeführt, mit dem Ziel, die großen Züge der geologischen Gestaltung Ostpreußens zu klären und zu einer einheitlichen Auffassung und Darstellung der verschiedenen Teilgebiete zu kommen.

Die Karte liegt nunmehr für das eigentliche Ostpreußen in der Reinzeichnung vor. Durch die Rückkehr des Memelgebietes zum Reich ist die Ausdehnung der Karte auf dies Gebiet nötig geworden. Die erforderlichen Aufnahmen werden im Frühjahr 1939 durchgeführt und sofort kartographisch dargestellt, so daß die Karte im Sommer 1939 zum Druck gehen kann. —

Die Hauptzüge der geologischen Gestaltung Ostpreußens, die im Vortrage an der Hand von Lichtbildern vorgeführt wurden, sollen in einer besonderen Arbeit veröffentlicht werden.

Berlin, den 23. Februar 1939

H. R. von Gaertner

Die Hohen Tauern als geologisches Problem

Die Lagerungsverhältnisse der Hohen Tauern, über die referierend berichtet wurde, stellen eins der ältesten geologischen Probleme dar, an dessen Lösung immer wieder neue Methoden herangetragen worden sind. Die Spezialaufnahmen, die erst für geringe Teile in befriedigender Form vorliegen, zeigten am Westende der Hohen Tauern unklare Verhältnisse. Das Altkristallin der Ötztaler Masse liegt weithin auf weniger veränderten Gesteinen der Schieferhülle. Andererseits liegen die Gesteine der Schieferhülle im Schneeberger Zug auch wieder auf dem Altkristallin (Sander). Für den Südrand liegen nur wenige Daten vor. Die Grenze der Hohen Tauern ist meist steil, z. T. liegt das Altkristallin unter Zwischenschaltung der als Mesozoikum und Perm angesehenen Matreier Zone auf der Schieferhülle (Cornelius), z. T. sind die Lagerungsverhältnisse auch umgekehrt (südlicher Venediger). Am Ostrand liegt durchweg Altkristallin, z. T. unter Zwischenschaltung der Radstätter Trias, auf den weniger veränderten Gesteinen der Schieferhülle. Im Norden scheint wenigstens stellenweise die Schieferhülle in die Grauwackenzone überzugehen (Kölbl).

Für die Deutung stehen sich die Anschauungen von Kraus, der in der Tauernschieferhülle eine alte von beiden Seiten gefaltete Schwelle sah, und von Termier, der hier ein mesozoisches (penninisches) Fenster zu erkennen glaubte, auch noch jetzt gegenüber, ohne daß eine eindeutige Entscheidung für die eine oder andere Anschauung möglich wäre. Es scheint nur gesichert zu sein, daß die Verformung der Granite zeitlich mit ihrem Aufdringen verknüpft ist, und daß der Verformungsvorgang im Innern der Hohen Tauern konform zu den Rändern verläuft. Mit der Feststellung des Alters der Granite, die vielleicht auf dem Weg über die absolute Zeitbestimmung an den neu aufgefundenen Uranvorkommen möglich wäre, könnte die Lösung der Frage erheblich gefördert werden.

Berlin, den 2. März 1939

H. Dantz

Die Hilt'sche Regel im Waldenburger Gebiet

Zunächst wurde der Inhalt der Regel erläutert. Hilt sprach von einer Abnahme des Gasgehaltes der Kohle vom Hangenden nach dem Liegenden hin und meint damit offenbar den Reifeunterschied der Kohle verschiedener Flöze, wie er etwa beim Niederbringen eines Schachtes festgestellt wird.

Es folgte ein kurzer geologischer Überblick über das Waldenburger Gebiet.

Die im Waldenburger Revier angestellten Untersuchungen brachten folgendes Ergebnis:

1. Das geologische Alter ist ohne jeden Einfluß auf die Reife der Waldenburger Kohle gewesen; die älteren Kohlen des Liegendzuges weisen bei sonst gleichen geologischen Bedingungen einen ebenso hohen Gehalt an flüchtigen Bestandteilen auf wie die wesentlich jüngeren Kohlen des Hangendzuges.

2. Die Backfähigkeit der Kohle, d. h. ihre Fähigkeit zu koken, ist in weitgehendem Maße abhängig von ihrem Gehalt an flüchtigen Bestandteilen.

3. Die Alterung der Kohle ist in außerordentlich starkem Maße abhängig von der Teufenlage.

4. Von einer bestimmten Bedeckung an nimmt bei allen Flözen ohne Rücksicht auf ihr Alter der Gehalt der Kohle an flüchtigen Bestandteilen in einem Maße ab, wie es in keinem anderen Revier bisher beobachtet werden konnte.

5. Der Einfluß der Tektonik auf die Reife der Kohle ließ sich im Waldenburger Revier nachweisen. Sowohl der Druck wie auch die Zermürbung der Kohle in den Abscherungsflächen machten sich im Gehalt der Kohle an flüchtigen Bestandteilen bemerkbar.

Auf die übrigen Fragen: Einflüsse auf die Reife der Kohle durch biologische Besonderheiten, durch magmatische Wärme, durch die Ausbildung der Hangenden und Liegenden Schichten konnte nicht eingegangen werden, da der Vortrag wegen Zeitmangels abgebrochen werden mußte.

Berlin, den 9. März 1939

R. v. Zwerger

Geologie und Schwerestörungen zwischen Aller und Steinhuder Meer-Linie

Die Untersuchungen des Vortragenden basieren im wesentlichen auf Gravimeter-*) und Drehwaagemessungen der Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme, die unter Leitung des Landesgeologen Prof. Dr. O. Barsch ausgeführt wurden. Zwischen Steinhuder Meer-Linie und dem Salzstock von Hope liegt ein herzynisch streichendes Hochgebiet der Schwere, dessen Längserstreckung etwa der der Steinhuder Meer-Linie selbst entspricht. Im SO wird es durch den Salzstock von Benthe begrenzt, im N durch den Lichtenhorster Salzstock (Schwereminima). Die Achse des Neustädter Sattels verläuft parallel zur Hauptschwereachse. Nach den gravimetrischen Ergebnissen ist die Annahme eines Salzkernes im Untergrund des Neustädter Sattels nicht möglich. Dagegen wird die Frage aufgeworfen, ob eine Aufwölbung des subsalinaren, dichteren Untergrundes zur geologischen Deutung des Neustädter Schwerehochs herangezogen werden muß. Unter Zuhilfenahme eines von K. Jung 1927 für die Berechnung der Schwereintensität angegebenen Diagramms wird nachgeprüft, welche Schwerewirkungen von der auf Grund geologischer Überlegungen anzunehmenden Verteilung des Zechsteinsalzes zwischen Hope und Steinhuder Meer-Linie ausgehen. Es ergibt sich, daß das ausgedehnte herzynisch streichende Schwerehoch durch die salztektonischen Verhältnisse ausreichend zu erklären ist (nahezu völlige Ausquetschung des Salzes im Bereich des Schweremaximums, allmählich anschwellende Salzmächtigkeiten in Richtung auf die benachbarten Salzaufpressungen).

Die „salzstockfreien" Gebiete im Umkreis des Schwerehochs werden unter ähnlichen Gesichtspunkten untersucht. Bei Scherenbostel — etwa in der Mitte zwischen Hope und Steinhuder Meer-Linie — ist auf Grund der geophysikalischen Berechnung ein Salz-Mittelsattel anzunehmen, der sich in herzynischer Richtung bis in die Nähe von Lehrte erstreckt. Er trennt dort die beiden Schwerehochs von Kirchrode und Großburgwedel voneinander. Diese herzynische Minimum- bzw. Salzachse wird von einer N—S streichenden Minimumachse in der Verlängerung des Benther Salzstockes gekreuzt (Langenhagener Minimumzone), wodurch im Schnittpunkt ein Sonderminimum entsteht, dessen axiale Untergliederung aber im Isogrammenbild deutlich erkennbar bleibt.

Ein weiteres herzynisches Element des Schwerebildes findet sich östlich des Benther Sattels, von dem eine sekundäre Minimumachse — das rheinische Generalstreichen überlagernd — in Richtung auf den Sarstedter Salzpfeiler ausgeht (herzynische Querfaltung im Salzgebirge von Benthe).

Neben der bekannten Steinhuder Meer-Linie tritt also, fiederförmig versetzt, das Benther Querminimum in der gleichen herzynischen Zone auf, parallel dazu der oben erwähnte Scherenbosteler Mittelsattel. Diese beiden tektonischen Elemente können als eine abgeschwächte Fortsetzung der Breitsättel des subherzynen Beckens aufgefaßt werden, während die N—S streichende Langenhagener Minimumzone in der Fortsetzung des Benther Sattels die Vergitterung mit der rheinischen Richtung — ganz analog der tektonischen Position und Erstreckung des Salzstockes von Lehrte — Sarstedt — betont.

*) Zur Verwendung gelangten Thyssen-Gravimeter der Seismos-G. m. b. H., Hannover

Die Minimumachse Benthe—Langenhagen bildet somit die äußerste Westgrenze der „Zone vorwiegend rheinischen Streichens“ (Stille 1911). Eine ± herzynisch streichende Minimumachse (Rodewald—Ramlingen-Achse) läßt sich von Lichtenhorst (Rodewald-Sattel) über Hope bis in die Gegend südlich des Wathlinger Salzstockes verfolgen; sie steht jedoch nicht mit diesem letzteren in Verbindung. Die geophysikalisch wahrscheinlich gemachten neuen Salzsättel können wir als in der Tiefe unter mesozoischem Deckgebirge steckengebliebene Breitsättel ansehen.

Zwischen Ramlingen—Rodewald-Achse und dem Scherenbosteler Mittelsattel verläuft im gleichen Streichen die Schwerestufe Nienburg (Weser) — Südrand Hope — Eddesse. Ihre Ursache ist in einer Verwerfung des subsalinaren Untergrundes (größenordnungsmäßig etwa 600—800 m) zu suchen, welche in jüngerer Zeit wieder auflebte (s. die Mächtigkeiten der Oberkreide und des Tertiärs nördlich der genannten Schwerestufe). Erdölgeologisch bilden die tiefgelagerten Breitsättel in Verbindung mit derartigen streichenden Verwerfungen Aufschlußmöglichkeiten, deren praktische Bedeutung im jetzigen Stadium der Untersuchungen allerdings noch nicht genügend abgeschätzt werden kann.

Berlin, den 17. März 1939

H. Closs

Ueber die Ergebnisse gravimetrischer Arbeiten im Gebiet zwischen Gifhorn und Lüneburg

In dem Gebiet, das von den Meßtischblättern 1032 (Schwarzenbek), 1041 (Herzberg i. M.), 2169 (Leitzkau) und 2160 (Salzgitter) als Eckpunkten umgeben wird, liegen umfangreiche Drehwaagemessungen der Reichsaufnahme, die bis in das erste Jahr ihres Bestehens zurückreichen und heute noch im Gange sind. Über ihr Ergebnis soll kurz berichtet werden.

Der für die Beurteilung der gravimetrischen Spezialstrukturen wichtige regionale Rahmen ergibt sich wie folgt aus den Gravimetermessungen der Reichsaufnahme: Im Südosten beherrscht die Masse des Flechtinger Höhenzuges das Bild. Sie ist, gravimetrisch gesehen, viel ausgedehnter als die Struktur, die man auf Grund geologischer Aufschlüsse bisher als Flechtinger Höhenzug bezeichnete. Nach Nordosten schließt sich an dieses in zwei Hauptstaffeln absinkende Hochgebiet die Niegripper Mulde an. Unweit Stendal beginnt der Schwereanstieg zum Prignitzer Hoch. Die subherzyne Mulde zeigt das gleiche Schwereniveau (10—20 mgal) wie ein zwischen Celle und Gifhorn ausgebildetes und sich nach Nordosten bis über Ülzen hinziehendes gravimetrisches Teilelement. Dieses legt sich im übrigen quer vor die Niegripper Mulde und begrenzt sie so nach Nordwesten hin.

Für das oben näher bezeichnete Gebiet wird eine dem Stand der Messungen von Anfang März entsprechende Salzstrukturkarte vorgelegt. Bevor die geophysikalische Reichsaufnahme hier mit ihren Arbeiten begonnen hatte, war wohl durch Bohrungen die Existenz einiger weniger Salzstöcke bekannt geworden, aber über deren Erstreckung und Größe wußte man nichts, mit Ausnahme der Vorkommen im weiteren Harzvorgelände. Jetzt sind die alten Objekte umgrenzt, eine überraschend große Zahl von neuen ist entdeckt und durch sorgfältige Untersuchungen des Raumes zwischen den Objekten sie verbindende „Salzlinien" überall geophysikalisch ermittelt worden.

Was die Verteilung der Salzstöcke anbelangt, so konnte eine Häufung in gewissen Gebieten festgestellt werden, eine Salzstockfeindlichkeit in anderen. Erstreckung und Größe der einzelnen Strukturen schwankt sehr und scheint auf gewisse Gesetzmäßigkeiten hinzuweisen. Besonders ausgezeichnet ist, auch was die nachweisbaren Salzlinien anbelangt, eine etwa rheinisch gerichtete Zone. In ihr sind markante Züge, z. B. die in sich zusammenhängenden Salzstockreihen Engelnstedt — Wendeburg-Rolfsbüttel — Gifhorn — Vorhop—Wittingen und Velstove—Nettgau—Lüchau-Wustrow—Dannenberg—Kl. Kühren-Sumte—Gülze. Während im Raum zwischen Salzwedel und Gifhorn die Hauptrichtung des Streichens rheinisch ist, schwenkt sie nördlich einer Linie Salzwedel—Ülzen nach Nordwesten und Nordosten ein.

Unser Gebiet mit rheinischer Richtung setzt die in Arbeiten von Stille und Woldstedt besonders herausgearbeitete Zone rheinisch gestreckter Salzstöcke zwischen Hannover und Braunschweig nach Norden fort, und tatsächlich nur sie allein, denn der rheinisch gerichtete Salzaufbruch von Benthe, der rheinische Teil von Oldau-Hambühren, die Linie Sarstedt—Sehnde—Nienhagen—Wienhausen reichen nicht über die untere Allertal-Linie hinaus, sondern finden zum Teil schon früher, spätestens aber dort ihr Ende. (Höfer—

Mariaglück gehört nicht in die rheinische Zone, sondern liegt auf einer geophysikalisch nachweisbaren herzynischen Linie.) Schließlich findet auch eine geophysikalisch begründete Linie Hoheneggelsen—Ilsede—Ölheim—Meinersen etwa im Südteil des Meßtischblattes Müden ein Ende. Gewiß, in Einzelerscheinungen mag rheinische Richtung gelegentlich nördlich dieser unteren Allertal-Linie isoliert auftreten, dies hindert jedoch nicht, in ihr einen Schollenrand größerer Bedeutung zu sehen und von der „Gifhorner Zone" als dem eigentlichen Durchbruch der rheinischen Richtung nach Norden zu sprechen.

Diese Zone stellt ohne Zweifel einen Teil der Mittelmeer—Mjösen-Zone dar. Es verlohnt sich, nach Auffindung eines neuen Teilstückes dieses tektonische Großelement in seinem Verlauf durch das norddeutsche Flachland an Hand der neuen geophysikalischen Ergebnisse kurz zu betrachten, wenn auch die geophysikalische Erforschung des in Frage kommenden Raumes noch keineswegs ganz abgeschlossen ist. Auf der einen Seite mögen die Ergebnisse der magnetischen Regionalvermessung als Hilfe dienen — man könnte sich auch auf die Gravimetrie allein stützen — und auf der anderen Seite vor allem die Salzstöcke, -aufbrüche und -linien den Weg weisen. Zum letzteren ist zu sagen, daß es natürlich ebensowenig angeht, mit Salztektonik a l l e i n die Mittelmeer—Mjösen-Zone zu charakterisieren, wie etwa eine Schicht allein mit einem Leitfossil. Das ist auch nicht beabsichtigt, aber bei der bekannten Reaktionsfähigkeit des Salzes auf Zerrungen oder Pressungen dürften doch wohl Zonen ausgezeichneter mechanischer Beanspruchung, wie z. B. die Mittelmeer—Mjösen-Zone, irgendwie auch im Verhalten des Salzes zum Ausdruck kommen. Und Salzstöcke sind geophysikalisch sehr gut zu fassen. Sind es in einem Teil Eruptiva verschiedenen Alters, in einem anderen mächtige junge Sedimente, die die Bahn der Mittelmeer—Mjösen-Zone offensichtlich abzeichnen neben einer Reihe weniger leicht erkennbarer Erscheinungen, so ist es also vielleicht die Salztektonik im norddeutschen Flachland, welche die deutlichsten Fingerzeige für den Verlauf dieser Zone gibt.

Außer den schon genannten Gebieten rheinisch orientierter Salztektonik zeigen die Salzstrukturen im mittleren Schleswig-Holstein und im nördlichen Hannover, wie sie die Seismik, zum Teil auch die Drehwaage, aufgefunden haben, rheinische Richtung. In allerletzter Zeit haben geophysikalische Untersuchungen der Reichsaufnahme auch ähnlich gebaute Salzaufbrüche in Ostfriesland nachgewiesen. In den Zwischengebieten liegen Salzstöcke von ganz anderem Typ und anderer Erstreckung. Wir haben also d r e i voneinander getrennte und doch scheinbar verwandte Zonen.

Wie liegen sie im regionalen magnetischen Bild? Die östlichste und die mittlere (die in einem schmalen Ausläufer bis an die untere Allertal-Linie heranreicht) sind durch ein ausgedehntes magnetisches Hochgebiet getrennt, welches von der Ostseeküste über Hamburg bis über Nienburg hinausreicht und mehrere Spezialhochs umfaßt. Die westlichste und die mittlere werden durch das magnetische Hoch von Oldenburg getrennt. In den Zwischenräumen zwischen den magnetischen Massiven liegen also die Zonen rheinischer oder verwandter Salztektonik. Wir sehen die östlichste Zone sich aufsplittern und endigen in dem Gebiete der positiven magnetischen Anomalien im Raume östlich Hamburg, südlich Lübeck, westlich des Mecklenburger Hauptrückens und der Prignitzer Anomalie. In Schleswig-Holstein bricht die rheinische

Salztektonik der mittleren Zone an dem SO—NW streichenden Block des Husumer Massivs ab, die westlichste Zone streicht ins offene Meer hinaus.

Die Mittelmeer—Mjösen-Zone zieht danach nicht als eine geschlossene Einheit etwa über das Lübecker Gebiet oder über das nördliche Schleswig-Holstein und dann ö s t l i c h des dänischen Festlandes nach Norden, sondern ist an einigen „Massiven" aufgesplittert oder abgeschnitten. Setzt sie in Ostfriesland an, um über große Teile der Nordsee (westlich Helgoland) und der W e s t küste von Dänemark nach Norden zu ziehen?

Viele Fragen sind noch zu untersuchen. Es sei nur auf die Allertal-Linie verwiesen und ihre mögliche Stellung als Verbindung zwischen der östlichen und der mittleren Zone; nach anderen Verbindungen ist zu suchen usw.

So sind diese Gedanken über den Verlauf der Mittelmeer-Mjösen-Zone heute noch mehr Problemstellung als sichere Aussage. Sie zeigen aber schon, daß sich die Bedeutung bisher anerkannter Begriffe durch die Fülle neuen Materials über den Bau des Untergrundes Norddeutschlands zu verändern beginnt. So sind z. B. die Elbe-Linien in der alten Form nicht mehr voll gültig, und Versuche einer Schollengliederung, wie sie zuletzt Becksmann durchgeführt hat, können einer Prüfung nicht mehr ganz standhalten. Geologische und geophysikalische Forschung Hand in Hand arbeitend werden hier noch viel zu sagen haben.

Berlin, den 17. März 1939

III. Register

a) Sachregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind **fett** gedruckt

Seite

A

Abfall des Schiefergebirges . . 134, 135
Abnahme des Gasgehaltes der Kohle 807
Abscherungstektonik 26
Achse Hoher Bogen — Drei-Wappen 68
Achse Hoher Bogen — Schwarzkoppe 68
Achse des Neustädter Sattels . . . 809
Ältere Unterperiode der Gladiarien . 491
Änderungen des Grundwasserstandes im Stadtgebiet Mühlhausen . . . 643
A-Horizont 177
Ahrensburger Stufe 276
Algonkische Altenberger Schiefer des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges 21
Algonkium des Kauffunger Sattels am Tannenberg bei Ober-Leipe 580
Alleröd-Schichten 277
Alleröd-Schwankung . . . 273, 276, 283
Allertal-Linie . . . . . 811—813
Alluviale Talauen 162
Almandin vom Roten Koth b. Bodenmais 339
Almandin-Analyse vom Roten Koth bei Bodenmais 335
Almindinggranit 51, 52
Alpinotyp gebaute Gebiete des Altpaläozoikums 574
Altangelegte Schwächezonen 96
Alterung der Kohle 807
Altglazial 93
Altglazialgebiet, mittleres und südwestholsteinisches 93
Altkristallin der Ötztaler Masse . . 805
Altpaläozoikum des östlichen Bober-Katzbach-Gebirges 572
Altpliozäne Einebnung 162
Alttertiär westlich Segeberg 85
Alttertiär-Hochgebiet in der Umgebung der Sagas-Bank 91

Seite

Amphibolit von Gr. Wandriss . . . 24
Amphibolitfazies Eskola's 303
Analysen nordwestthüringer Quellen- und Brunnenwässer 606
Ancylus-Zeit 276, 373
Angeler Lobus 92
Angertal-Schichten . . 700, 704—706, 710
Anlage der Scherflächen (Schieferung) 9
Anordnung der Moränen-Loben und ihrer Einkerbungen 89
Anreicherungshorizont des gebleichten braunen Waldbodens 177
Anschliffverfahren 529
Anschnitt der Eisenbahnlinie Ratingen — West-Wülfrath 652
Anthrazit aus dem Ruhrgebiet 530, 535 Taf. 29, 5
Aplit- und Pegmatitgänge 32
Appalachen-Geosynklinale 783
Arkosefazies des Röts 157
Arnager Grünsand auf Bornholm . . 390
Arnager Kalk (Turon) 390
Arnögranit 49
Arten der Verzerrung von *Protolenus lusaticus* Schwarzbach 778
Artinsk-Horizont 429
Asbest-Zement-A. G. bei Rimbach . . 77
Asbydiabase 52, 53
Atlantische Provinz des Kambriums 782, 783
Ausbrechen gewaltiger subglazialer Wassermassen 255
Auslaugung des Muschelkalk-Salzes 599
Auswertung der Meßergebnisse . . 535

B

Backfähigkeit der Kohle 807
Balneologische Moor- und Schlammforschung 793

Seite

Baltische Geosynklinale 408
Basaltbruch nördlich Kulmain . . . 147
Basaltbruch Rothenbruch 154
Basaltbruch Rothenhof 158, 161
Basaltstufe von Bremberg und Hennersdorf 571
Basaltvorkommen des Bober-Katzbach-Gebirges und Sudetenvorlandes . . 571
Basaltvulkanismus 160
Basaltwerk Immenreuth 154
Baumgartener Quarzit von Bl. Freiburg 21
Baumpollenfrequenz 278
„Bausandstein"-Zonen des Röts 149, 150
Bayerischer Pfahl 77, 292
Becken, Aschach-Efferdinger . . 57, 65
Becken, belgisches, von Dinant . 704, 705
Becken, Blaibacher 71
Becken, Bodenwöhrer 72, 74
Becken von Budweis 56, 63, 64
Becken, Chamer 56, 59, 61, 63, 67—70
Becken, Ebeleben-Greußener 595
Becken, Efferding-Ottensheimer . 56, 66
Becken, Egerer 69
Becken von Eschelkam-Neumark . . 69
Becken, Gallneukirchener 56, 63
Becken, Kötztinger 62, 71
Becken, Limburger 797
Becken, Linzer 56
Becken, Miltacher 70, 71
Becken, Moskauer 703
Becken von Mühlhausen-Langensalza 588, 590, 595, 600, 610, 638
Becken von Neuern 67, 69
Becken, Niedersächsisches 94
Becken, Nordwestthüringer 602
Becken von Pilsen 64, 67, 69
Becken von Rötz 59, 66, 67
Becken von Rötz-Waldmünchen . . 68
Becken, Schwandorfer 55
Becken von Straubing 56, 61, 66, 68, 71 77
Becken, Thüringer 594, 600
Becken, Tullner 64
Becken, Weidener 138
Becken, Wittingauer 64
Becken, Zwieseler 58, 60
Beckstedt-Twistringer Horizont 506, 507
Benkersandstein des unteren Gipskeupers 158

Seite

Bensberger Schichten 176
Berea grit 709
Bestimmung der Ceratiten 233
Betula-Kurve 278
Beyreißquelle 607, 608
Beyrichoceras-Zone 470, 473
B-Horizont 177
Bildungszeit des Grenztorfes . . . 281
Bimssteindecken 265
Binodosus-Typ 223
Biostratigraphie des jüngeren Tertiärs auf Grund von Foraminiferen . . 477
Biotit-c-Achsen-Diagramm aus Silimanit-Cordieritgneis vom Hohlbeerberg, Bl. Cham-Ost 324
Biotit aus Cordieritgneis von Bodenmais 335, 339
Biotit-Gleithäute 304
Biotittapeten 304, 305
Birkenzeit 275, 278, 282
Birken-Kiefernzeit 276
Black Rapids-Gletscher in Alaska . 257
Blastomylonitgneis von Hanzing . . 296
Blastomylonitgneise der Rundinger Zone 294
Blastomylonitgneise und Flasergranite des Chamer Gebietes 293
Blastomylonitzonen, konjugierte . . 297
Blauberg-Granit von Kothmaissling 302
Block des Husumer Massivs 813
Blybergporphyre . . . . . 49—53
„Böden alter Landoberflächen" . . . 193
Böhmische Masse 75, 133
Böhmische Masse, Nordrand 243
Böhmische Masse, Südrand 64
Böhmische Masse, südwestlicher Grenzwall 55
Böhmischer Pfahl 69
Böhmisches Miozän von Preschen . 521
Bogheadkohle 528, 530
Bogheadkohle aus dem Ruhrgebiet 530, 531, 542 Taf. 25, 1
Bogheadkannelkohle 528, 530
Bogheadkannelkohle aus dem Ruhrgebiet . . . . . 530, 533, 550 Taf. 28, 2—3

Seite

Bogheadkannelkohle aus dem Saargebiet 530, 533, 549
Taf. 27, 6, 28, 1
Bohnerztone 76
Bohrprofil von Memel 404
Bohrprofil von Schmelz (Zellstofffabrik) 404
Bohrung Baumgarten 378
Bohrung Brunhilde bei Ütze 801
Bohrung R. G. Carmitten im Samlande 385, 389
Bohrungen von Franzensbad 76
Bohrung Ganguin 387
Bohrung der Brauerei Geiger . . 378, 387
Bohrung Giebe I 607
Bohrung Giebe II 607
Bohrung Giebe III 607
Bohrungen, Heilsberger 371, 379, 390, 404 408
Bohrung Gasanstalt Heinrichswalde 387
Bohrung Mühle Jakobi 387
Bohrung Försterei Karkeln 388
Bohrung bei Klostersee 91
Bohrungen beim Forsthaus Kohlhöhe 12
Bohrung von Kowno (Kaunas) . . . 413
Bohrungen, Kranzer 383
Bohrung Kuchelberg 9
Bohrungen Labiau 371, 379, 383, 391, 392 396, 402, 408
Bohrung Zellstoffabrik Liep bei Königsberg 388
Bohrung für die Lobris-Merzdorf-Dittersdorfer Verbandsschule . . . 22
Bohrungen im Memeler Gebiet . . 371
Bohrung Mühlhausen III 633
Bohrung Pfaffendorf b. Liegnitz . . 9
Bohrung von Polangen 413
Bohrung 5 nordwestlich von Popperode 603, 629
Bohrungen, Posener 404
Bohrung von Purmallen . 408, 413, 418
Bohrungen von Rügenwaldermünde und Köslin 378
Bohrung Verschiebebahnhof Saspe . 384
Bohrung Zellstoffabrik Schmelz bei Memel 409, 416
Bohrung Schönstedt II 600
Bohrung Schubin 413
Bohrung Sieletz 384, 390

Seite

Bohrungen bei Straubing . . . 66, 74
Bohrung Tauroggen . . 379, 388, 394, 402
Bohrung Tilsit 377, 387, 396
Bohrung bei Unterharthof 65
Bohrungen von Wilhelmshöhe bei Kassel 416
Bohrung Wundermühle bei Straubing 73
Bohuslängranit 52
Bolkenhainer Sattel 28
Boreale Haselzeit 279
Boreale Kiefernzeit 278
Bornhöveder Sander in Holstein . . 259
Bornholmer Rhät-Lias 404
Bornholm-Granite 49, 51, 52
Bottenmeer-Quarzporphyr 53
Brandenburger Phase der Weichsel-Eiszeit . . . . . 45, 47—49
Brandenburger Stadium 91
Braunkohlenablagerungen in Schleswig-Holstein 96
Braunkohlenmoore des Falkenauer Beckens 79
Bredvadporphyre . . . . . 49—53
Breitsättel des subherzynen Beckens 809
Brekzien, monogene 1
Brekzien, polygene 1
Brekzien des Velberter Sattels . . . 4
Bruchwaldmoore 280
Buchenzeit 283
Bucht, Bodenwöhrer . . . 55, 67, 75, 76
Bucht, Chamer 62, 293
Bungsberg-Untergrund 91
Buntsandstein 140
Buntsandsteingebiet von Weidenberg 133
Buntschiefer von Moisdorf 569
Buntschieferfazies im Ordovizium . 569
Burgscheidunger Terrasse 592
Burlington-Kalk 709

C

Carex-Eriophorum-Torf 273
Cassianer Schichten 437
Cenoman 385
Cenomanreste im oberen Flöhatal . 795
Cenomantransgressionsfläche 72
Cephalopodenfauna der Dasberg-, Wocklumer und Hangenberg-Schichten des Sauerlandes . . . 42

Seite

Cephalopodenprofil des Sauerlandes 710
Ceratiten als Leitfossilien 242
Ceratitenfolge in Mainfranken . . . 243
Ceratitenpflasterbänke 204
Ceratiten-Pflasterbank, zweite . . . 205
Ceratitenschicht 200
Chamer Senke 64
Cham-Further Senke 60
Chattanooga-Schiefer 709
Cheiloceras-Stufe von Nehden . . . 43
Comblain-au-Pont-Fazies . 704, 705, 708
Comblain-au-Pont-Schichten, Aachener 720
Corbicula-Unstrut-Kiese 592
Cordierit 310
Cordierit von Langdorf bei Bodenmais 335, 339
Cordierit führender Lagengneis zwischen Hohenwarth und Bärenhöhle 313
Cordierit führender Lagengneis zwischen Watzlhof und P. 492 Bl. Neukirchen b. hl. Bl. 314
Taf. 12, 2
Cordieritgefüge eines cordieritreichen Auswürflings vom Laacher See . . 329
Cordieritgneise 306
Cordieritgneis von Grafenwiesen, Bl. Neukirchen 310
Cordieritgneis, Stbr. Wölsting Taf. 12, 3, 4
Cordieritkörner 26—36, Cordieritgneis Hohlbeerberg 321
Cordieritkörner 37—45 aus Cordieritgneis Hohlbeerberg 320
Cordieritkörner 58—66 aus Cordieritgneis Hohlbeerberg 322
Cordieritperlgneis, Degenberg bei Biberbach . . . . . Taf. 13, 1
Cordieritsammeldiagramm aus Sillimanit-Cordieritgneis vom Hohlbeerberg, Bl. Cham-Ost 323
Taf. 11, 2
Cordierit-Sillimanitgneise 295
Cornbrash ? 401
Cornbrash bei Popilani 402
Cycloides-Bank 199, 204, 205, 207, 232 243, 244
Cypridinenschiefer, obere . . . 651, 711

Seite

D

Dänische Wohld 92
Dalarneporphyre 51
Danien 802
Dasberg-Kalk 43
Dasberg-Schichten vom Dasberg bei Hövel 43
Dasberg-Schichten vom Effenberg-Gipfel 44
Dasberg-Schichten vom Eulenspiegel (Bl. Hirschberg) 44
Dauerfrostboden 251, 252
Deszendenzlehre 799
Devon-Karbon-Grenze 457
Devonisch-karbonische Grenzschichten Nordwesteuropas 704
Diabase 23
Diabas-Deckscholle 578
Diabase, ältere und Grünschiefer . 566
Diabase, jüngere 567
Diabasscholle von Jägendorf . . . 572
Diagonalklüfte 29
Diagramme der Cordieritregelung . . 313
Diagramm der Involution 235
Diagramm der Scheibenzunahme . . 235
Diagramm der Windungszunahme . 236
Dicke Bank 200, 202, 203
Dickenzunahme 234
Digerbergsandsteine . . . . . 49—53
Diluviale Kalktuffvorkommen 597
Diluviale Tuffe von Brüheim und Metebach 598
Diluvium 373
Dinantium 709
Dingelstädter Quellen 594
Dingelstädt-Reisersche Störungszone 596, 598
Discites-Schichten 204
Diskussion über Phosphatgehalte . . 741
Dogger der Bodenwöhrer Bucht . . 75
Dolomit am Domsberg 11
Domanik des Timan 42
Donau-Durchbruch 66
Donau-Randbruch . . . 72—74, 77, 79
Durite 529
Dyngjufjöll-Rand 266

Seite

E

„Eck'sches Konlomerat" Südwestdeutschlands 141
Edesser Moor 278
Eichenmischwald 280
Eichenmischwald-Haselzeit 282
Einbettung der Ceratiten 231
Einbruchskaldera 265
Eisrandlagen Schleswig-Holsteins . . 89
Eiszeit, I. (Elster) Eis bis Gotha . 592
Eiszeit, II. (Saale) Eis bis Zeuchfeld 592
Eiszeit, III. (Weichsel) Eis bis Wittenberg 592
Eiszeitliche Randlagen und ihre Schollenführung 89
Elbe-Linien 813
Elbtalkreidegebiet 795
Emarpporphyre 50, 53
Endmoräne südlich Boberberg . . . 47
Endmoräne des Bruarjökulls 257
Abb. 3—10 zw. S. 256—257
Endmoräne, finiglaziale 276
Endmoränenbogen südlich von Zesch 51
Endmoränenhöhe hart südlich Radenickel nordwestlich von Krossen . 52
Endmoränenrücken 260
„Engelshütter Granit" — Gänge bei Lamm 293
Enkrinitenbank 202, 203
Entstehung von Erdquellen und Springquellen 605
Entstehung des Quaderkalks 218
Entstehung „zusätzlicher" Verzerrung 778
Entwässerung des Gletschers . . . 263
Entwässerungsnetz 57
Entwicklung der Cristellarien . . . 478
Entwicklung des Thüringer Flußnetzes 589, 593
Entwurf der Spiegelpläne 626
Eodiscus-Schiefer 770, 776
Epibenthos, vagiles 233
Epidiabas 568
Epizonale Metamorphose 9
Epoche der Glasschmelzrobulinen der Perisphinctinen (Mitteloligozän) . 491
Epoche der zementierten Robulinen der Perisphinctinen (Miozän) . . 491
Epöken auf Ceratiten 224
Epökie und absolute Lebensdauer . . 227

Seite

Erdbacher Schichten 471
Erdbach-Breitscheider Horizont . . . 468
„Erdfälle" 260
Erdfälle südöstlich Hohenbergen (Hanfsee usw.) 596
Erdfallgebiet der Volkenrodaer Teiche 596
Erdfallquellen 605
Erdfallreihen zwischen Volkenroda und Körner 596
Erdfallzone von Kammerforst bis zur Harth 596
Erdpyramiden 264
Erfurter Mulde 596
Erfurter Störung 596
Erkrankungen aus dem Kolar-Gold-Feld Indiens 745
Erosionstal des Geschlings bei Sondershausen 593
Erzgänge des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirges 570
Etroeungt s. str. 700, 704
Etroeungt am Bahnhof Isenbügel . 670
Etroeungt in der Herzkamper Mulde 649
Etroeungt, marokkanische Entwicklung 708
Etroeungt, nordfranzösisches . . 649, 705
Etroeungt in Pilton-Fazies 715
Etroeungt am Velberter Sattel 651, 705
Etroeungt-Fazies 685
Etroeungt-Profil, Ratinger 721
Etroeungt-Schichten des Bergischen Landes 647
Etroeungt-Vorkommen von Aachen . 705
Eulengneisblock 9
Eutaxit 50, 51
Eutaxit von Smaland 52, 53

F

Fäulnismethode 738
Fagerhult-Tuff 49
Falten- und Schuppengebiete der Bober-Katzbach-Scholle 574
Faltungen auf der Dachfläche des Quaderkalkes. Marsberg bei Randersacker 211
Famenne-Schiefer 659, 660, 668, 685, 699 716
Famennien 650, 700, 715
Farberdegrube bei Mais 77

Seite

Faseriger Anteil (Fusit) 526
Fauna von Erdbach-Breitscheid . . . 462
Fauna des Kellerwaldquarzites . . 706
Fazieswechsel des Muschelkalks zwischen Weidenberg und Eisersdorf . 159
Feingefügeausmessung 535
Feldspat bei Stein auf Bl. Tiefenbach 339
Fenster im Diabas 579
„Feuerstein"- oder „Flints"berg . . 145
„Fibrolithknoten" der Eulengneise und Schwarzwaldgneise 312
„Fichtelgebirgsrandspalte" 164
Filipstad-Granite . . . . . 49—53
Finnestörung 595
Finne-Zone 596
Finnische Rapakiwi 52
Finnische Rapakiwigranitporphyre 52, 53
Flachherzynische Mulden von Haasel und Gröditz 582
Flasergranite 295
Flasergranite des Roßbergmassivs . 293
Flaserschiefer, sandige des Unterkoblenz 797
Flensburger Lobus 92
Flivik-Granit 49
Fossile Reste der Ceratiten 220
Franconicus-Platte 200, 203
Frankfurter Phase der Weichsel-Eiszeit 45, 47, 48
Frankfurter und Pommersche Phase 48
Frasne-Stufe 715
Freesenburgsmoor 277
Frostboden Alaska 252
Früholigozäne Störungsphase . . 76, 77
Fundstellen von *Protolenus* 780
Furche Kötzting-Bodenmais 77
Further Senke . . . . . 56, 60, 67—69

G

Gabbro der Zobtengruppe 24
Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen 305
Gänge von Eisendorf 36
Gänge am Hedwigstein südlich Gr. Wandriß 36
Gänge bei Merzdorf 36
Gänge von Quarz 32
Gänge vom Steinberg bei Jahnsfeld 36
Gammesfelder Barre . . . 218, 219, 220

Seite

Ganggefolge des Riesengebirgsgranits 570
Garberggranitporphyre . . . . . 49—53
Gasflammkohle 530
Gasflammkohle aus dem Ruhrgebiet 530, 532, 546 Taf. 27, 1
Gattendorfia-Fauna, Kalke und Schiefer 473
Gattendorfia-Stufe . . 457—459, 472, 473 710
Gefäßrillen 113, 114
Gefalteter Hauptmuschelkalk am Basaltbruch Rothenhof bei Zinst . 161
Gefalteter Pegmatitoidschlauch (Metatekt) 306
Gefügebestandteile der Kohle . . . 526
Gefügediagramm eines Cordierit-Kleinkorngefüges 311
Gegenüberstellung der quantitativen kohlenpetrographischen Analyse und der Schwelergebnisse 537, 557
Geigen-Schiefer 459, 473
Gekrösekalke 210
Gelber Kipper 206, 207, 218
Gemeindequelle in Niederselters . . 797
Geoden-Horizont von Zadelsdorf 462, 471 473
Geologie und Schwerestörungen zwischen Aller und Steinhuder Meer-Linie 809
Geologische Übersichtskarte von Ostpreußen i. M. 1:300 000 203
Germanotype Tektonik im nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge . . 581
Gerölle im Turon-Sandstein 795
Geschiebebestände des Odergletschers 47
Geschiebeuntersuchungen der Lokalmoränen 39
Geschiebezählungen zwischen Pommerschem und Warthe-Stadium . 46
Gesteine der alpidischen Ära . . . 571
Gesteine der kaledonischen Ära . . 560
Gesteine vom „Perlgneis"-Habitus . 346
Gesteine des subsudetischen Schiefergebirges 9
Gesteine der variszischen Ära . . . 569
Gifhorner Moor 279, 281
„Gifhorner Zone" 312
Glanzstreifen (Vitrit) 526

Seite

Glaukonitbank 244
Glaukonitkalk 217
Glaukonitkalk mit dem Grenzbonebed 206, 208
Gletschertisch 264
Gliederung des Buntsandsteins bei Kirchenpingarten-Kulmain (v. Prosch) . . . . . 147—149
Gliederung des Buntsandsteins bei Weidenberg (Goller) . . . 147—149
Gliederung des Diluviums auf Bl. Mühlhausen 590
Gliederung des Diluviums im Unstrutgebiet 592
Glimmergneise zwischen Ansdorf und Thening 347
Glimmerhornfelse und Amphibolite von Bl. Mörschelwitz 8
Glimmerschiefer des Künischen Gebirges 290
Glimmerschiefergebiet des Ossers . 347
„Glimmerschieferkontakt", sog., des Gneises von Gr. Wandriss . . . 34
Glimmertonvorkommen in der Umgebung von Kiel 86
Glindower Ton 101
Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles 289, 292
Gneis von Gr. Wandriß 7, 9, 13, 27, 30, 35
Gneisbruch bei Wölsting 297
Gneisgebiet von Neufelden-Haslach . 57
Gneise, „geschonte" 303, 347
Gneisgranit, älterer, von Gr. Wandriss 9
„Gneistextur" 30
Gotlandische Kieselschiefer . . 562—564
Gotlandische Kieselschiefer-Diabas-Folge 10
Gotlandium 22, 564
Goldberger Silurgebiet 578
Golkequellen bei Langensalza . . . 608
Goniatiten-Fauna aus C_2 von Gower 471
Goniatiten-Fauna des Naßfeldes in den Karnischen Alpen 424, 431
Goniatites-Stufe 471, 473
Gonioclymenienstufe vom Bilsteintal bei Warstein 43
Graben, Eichenberger . . 595, 597, 598
Grabengebiet von Leinefelde-Worbis-Holungen (Ohmgebirge) 597

Seite

Gramineenpollen 274
Granat-Cordieritgneise 294
Granatführender Sillimanit-Cordieritgneis . . . . . Taf. 11, 3
Granatporphyroblast in Cordierit-Sillimanitgneis von Theresiental Taf. 11, 4
Granite . . . . . 49—53
Granite von Aland 50, 52
Granite vom Blaubergtypus 295
Granite östlich von Garten 302
Granite des Katzberges bei Cham . 295
Granite des Regengebirges 63
Granite von Rödö 52
Granit, Striegauer 559
Granitblastomylonite 300
Granitgneis 30
Granitkontakt des Streitberges . . . 14
Granitmassiv von Striegau-Zobten 7, 29, 36
Granitporphyre . . . . . 49—51
Granitporphyre von Aland . . . 49—53
Granitultramylonit 25
Graphitbergbau des Passauer Gebietes 73
Grauwacke, ordovizisch, von den Tschinschwitzer Bergen (Bl. Kuhnern) 19
Grauwacken und Grauwackenschiefer 18
Grauwackenschiefer der Herdorfer Schichten 177
Grauwackenschiefer östlich Mertschütz 19
Grauwackenschiefer, ordovizisch, an der Straße nach Gründorf östlich Mertschütz (Bl. Jauer) 18
Graverforsgranit, dunkler 49
Graverforsgranit, roter 53
Gravimetrische Arbeiten im Gebiet zwischen Gifhorn und Lüneburg . 311
Gravimetrische und magnetische Messungen in Schleswig-Holstein . . 94
Grenzbonebed 199, 217
Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein 143
„Grenzkarneolhorizont" 143
Greußener Kluftzone . . . 595, 596, 598
Grönklittporphyrite . . . . . 49—53
Großer Geysir 269, 270
Grüne Gesteine der Geosynklinalphase 560
Grünschiefer der Bolkenhainer Gegend 578, 580

Seite

Grünschiefer des Buhnberges . . 11, 27
Grünschiefer des Pitschenberges 8, 11, 29
Grünschiefersattel, Moisdorf-Willmannsdorfer 579
Grünschieferzug von Willmannsdorf 567, 575, 582
Grundgebirge der Bayerischen Ostmark 289
Grundmasse der Sapropelkohlen . . 528
Grundmoräne, obere, bei Krossen . . 47
Grundmoränenlandschaft, ebene bis flachwellige 263
Grundmoränenlandschaft, kuppige 261, 265
Grundwasser 609
Grundwasserstände in der weiteren Umgebung von Mühlhausen . . . 618
Grundwasserstände im Stadtgebiet Mühlhausen (Meßreihen II—IV) . 612
Grundwasserstände in Stadt Mühlhausen und näherer Umgebung Meßreihen III—IV) 616
Grundwasserstände Popperode (Meßreihen I—IV) 611
„Grundwasserströme“ 643
Grundwasserstrom 588
Grundwasserstrom oder „Wasseradern“ 628
Grundwasserverhältnisse der Ortschaften 626
Grussendorfer Moor 279
GÜMBEL'sche Zone der „Glimmergneise“ 305, 306
Gyttja (Halbfaulschlamm) 793
Gyttja-Ton, sandiger 273, 274

H

Hälleflinta, streifige, von Smaland . . 53
Hälleflinten . . . . . 49—53
Hälleflinten von Smaland . . 49, 52, 53
Hangenberg-Kalk 458, 460
Hangenberg-Schiefer 458, 710
Haselpollenfrequenz 279
Hauptanhydritlaugen 789
Hauptbuntsandstein 138
Hauptdolomitlaugen 789
Hauptenkrinitenbank . . . . . 200—202
Hauptkarneolhorizont, Weidenberger Karneolhorizont STEINLEIN's . . . 144

Seite

Hauptkonglomerat 141
Hauptmuschelkalk 157
Hauptmuschelkalk Mainfrankens 199, 238 239, 241
Hauptterebratelbank . 206, 207, 217, 218
Hauptwasserscheide Schwarzkoppe — Arber — Lusen 77
Hayn-Terrasse 592
Hebungsachse von Wegscheid . . . 66
Hedenporphyre . . . . . 50—53
Heidemoortorf 274
Heiligenhafener Gestein (Eozän) . . 91
Heilsberger Mucronaten-Senon . . . 383
„Helizitgefüge“ 310
Herdorfer Grauwacke 186
Herdorfer Schichten . . . 180, 181, 186
Hermsdorfer Spalte 578
Hermsdorfer Sprung 583
Hermundurische Scholle 595
Herzkamper Mulde . 651, 695, 697, 704
Herzynische Großfurche Bodenmais-Kötzting-Runding 71
Hestenmoor 279
Hilt'sche Regel im Waldenburger Gebiet 307
HNO_3-Methode nach JONES (1935) . . 733
Hochgebiet des Alttertiärs von Fehmarn-Heiligenhafen 91
Höherer Hauptbuntsandstein 142
Höherer Wellenkalk 152
Höheres Miozän von Hölingen 490
Höheres Miozän von Lüneburg . . . 496
Hollenbacher Steingraben 603
Holmia-Callavia Schichten 781
Holsteiner Gestein (Miozän) 91
Holzfelie Moore 280
H_2O_2-Methode nach SUNDIUS, BYGDEN und BRUCE 736
Honseler Schichten bei Elberfeld . 762
Horizont von Erdbach-Breitscheid . . 469
Horizont der gefällten Eisen-Aluminium-Oxydhydrate 78
Horizont von Hummelberg 485
Horizont von Klepps und Hummelberg 483
Horizont von Pietzpuhl 480
Hornblendegneis von Rudsbyn . . . 52
Hornfelsfazies im Sinne ESKOLA's und GOLDSCHMIDT's 303
Hornfelsgneise 294

Seite

Hornsteinbänke 200
Hummelberger Horizont 492
Hydrologischer Einfluß der Kluftsysteme im Diluvium und Alt-Alluvium 594

I

Inkohlungsgrad 527
Inkohlungsindex 527
Innerböhmisches Kreidemeer 67
Integrationstisch-Analyse 535
Interglazial, 1. (Thüringer Postglazial) 590, 592
Interglazial, 2. (Thüringer Postglazial) 591, 592
International Society of Medical Hydrology (London) 793
Involution 234
Isobathen-Darstellung 87

J

Jägendorfer Verwerfung 573, 574, 578 bis 580, 582
Järngneis 53
Jarlhettur-Gruppe 269
Jenkauer Schiefer 7, 9, 21
Jökull-hlaup 255
Jüngere Unterperiode der Perisphinctinen 491
Jungglazialer Eisstausee im Kladow-Tal bei Landsberg 48
Junginterglazial angelegte Ostsee-Depression 92
J. Walther's Gesetz von der Korrelation der Fazies 151

K

Kaledonische Bewegungen 572
Kaledonische Gebirgsbildung 9
Kalk von Erdbach-Breitscheid . . . 472
Kalk von Faugères 470
Kalk von Gerlingsen und Oese . . 5
Kalk von Tschernichyn 708
Kalk von Upa 708
Kalke und Schiefer mit *Wocklumeria*-Fauna 473
Kalkbrekzien, polygene, im Kulmplattenkalk des Sauerlandes . . . 1

Seite

Kalktuff von Bilzingsleben . . 595, 598
Kalktuff von Schwanebeck bei Halberstadt 590, 592
Kalktuffe von Taubach-Ehringsdorf, Tonna, Fallstein bei Halberstadt 592
„Kalktuffe", ältere 590
Kalktuff, älterer (Klippe, Schützenberg, Blaue Haube) 592
Kalktuff, älterer, vom Sülzenberg 590, 592
Kalktuff, jüngerer 591, 592
Kalktuff, jüngster 591
Kalktuff, mittlerer 591
Kalktuff, mittlerer, von Wendewehr, Felchta 592
Kalktufflager, Mühlhäuser 599
Kalktufflager Nordwest-Thüringens und ihre Beziehungen zu den Kluftsystemen 597
Kallberget-Porphyr . . . . . 50—53
Kambrische Eruptivstufe 10
Kambrischer Diabas 567
Kambrium 10, 560
Kambrium der Oberlausitz 769
Kambrium von Sandomir 17
Kamesartige Rücken 262
Kannelbogheadkohle 528, 530
Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet 530, 532, 533, 543, 544, 547, 548 Taf. 25, 2—6; 26, 1;27, 2—5
Kannelkohlen 528, 530
Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet 530, 532 534, 545, 551—553 Taf. 26, 2—6; 28, 4, 5, 6; 29, 1
Kaoline mit „Mog", „Nontronit" . 79
Kaolinisierung im Bayerischen Wald 78
Kaolinisierung unter dem Oligozän des Egerer Beckens 78
Karbon von Ferghana 423
Karbon des Isker-Défilés 513
Karneoldolomite 138
Kasseler Meeressand 496
Kataklase 31
Katazone 333
Katillaporphyr . . . . . 50—52
Katzberg-Fläche 70
Kauffunger Kalk 560, 561
Kauffunger Sattel 573
Kaustische Metamorphose 160
„Keilberg"-Randbruch 55

Seite

Keilbergspalte 72
Kellaway 395
Kellaway-Fauna und -Flora 398
Kellaway, kurländisches 395
Kerbspuren von Ahrensburg und Ratzeburg mit Lübecker Lobus . . 92
Keuper von Nittenau 72
Kiefern-Birkenstufe 282
Kiefern-Birkenzeit 282
Kiefern-Haselzeit 279, 280, 282
Kiefernzeit der Alleröd-Schwankung 282
Kieler Lobus 92
Kieselschiefer 22
Kieselschiefervorkommen bei Lobris 23
Kindelbrücker Zone 595, 596
Kinderhook 709
Kinnediabase 52
Kirchheilinger Muschelkalksattel . . 596
Kleistopora-Zone 709
Klüftung 29
Kluftzone Mihla-Reiser 599
Kluft- und Störungszonen in Nordwest-Thüringen 595
Knochenkiese 102
Koblenzquarzitschuppen 797
Kochendorfer Fazies 213
Königsberger Ober-Senon 383
Körbisdorfer Terrasse 592
Kötzting-Bodenmaiser Furche . . 60, 61
Kohlenführende Schicht des Zentralbalkan 514
Kohlenkalk 461
Kohlenkalk des Buschteichs 461
Kohlenkalk am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges 1
Kohlenkalk von Trogenau, Regnitzlosau usw. 469, 473
Kohlenpetrographische Untersuchungen 529, 531
Kolbnitzer Faltenzone 578
Konglomeratbank 202
Konglomeratstufe 141
Kontakt aplitischen Flasergranits mit Cordieritgneis bei Bärndorf, Bl. Miltach 301
Kontaktmetamorpher Schiefer bei Kohlhöhe 9
Kontaktmetamorphose 290

Seite

Kontaktzone des Striegau-Zobtener Granitmassivs 24
Konzession Prinz Boris und Bodaschte 514
Korallenoolith von Heilsberg . . . 392
Kreideschollen auf Bl. Gr. Steinort und Rosengarten 384
Kretazische Hochgebiete 85
Kristallgranite 293
Kristallin des Regengebirges . . 72, 75
„Kristallisationsdifferentiation" der Magmen 345
Kristallsäulen-Syenitporphyr 49
Küllstedter Störung 632, 640
Küllstedter Zone . . 596—598, 605, 641
Küllstedt-Aschara — Erfurt-Leuchtenburg bzw. Aschara-Remdaer Zone 596
Küllstedt-Leuchtenburger Störung . 596
Küstenversatzströme 219
„Kulmainer-Bausandstein" 149
Kulmainer Pflanzensandstein 151
„Kulmbacher Konglomerat" Dorn's 141
Kuttenberg-Quarzit . . . 12, 21, 561, 562
Kyn-Kalk des Ural 707, 708

L

Lackfilmmethode 223
Längsklüfte 29
Laevigites-Stufe 706, 710, 712
Lagengneise 303
Lager von Dingelstädt 593
Lager an den Erdfallquellen von Oberdorla (Oberdorla-Mülverstedter Zone) 593
Lager von Greußen 593
Lager von Körner und Herbsleben 593
Lager von Langensalza 593
Lager von Mühlhausen 593
Lager von Reiser-Ammern-Mühlhausen 593
Lager von Tennstedt 593
Lager im Unstruttal zwischen Horsmar und Reiser 593
Lamarckismus 799
Landschaft zwischen Endmoräne und Eisrand 260
Abb. 14—31 zw. S. 260 u. 265
Landschaft im Vorlande der Endmoräne 259
Abb. 11—13 zw. S. 260 u. 261
Landstufe in der Pfahlzone 77

Seite

Langenhagener Minimumzone 309
„Lappenrand" 250
Laramische Orogenese 302
Laterite 78
Laufänderung der Thüringer Flüsse . 594
Lausitzer Granitmassiv 795
Lausitzer Überschiebung 795
Lebensräume von *Protolenus* und *Eodiscus speciosus* 776
Lebensweise der Ceratiten 232
Lehmmauerlandschaft 265
Leinetalgraben 597
Leitz'sches Binokular-Mikroskop . . 535
Lettenkohle 156, 157
Leuchtenburgstörung 596
Lichtenhorst (Rodewald-Sattel) . . 310
Lichtenhorster Salzstock 309
Linie Hoheneggelsen — Ilsede — Ölheim — Meinersen 312
Linie Sarstedt — Sehnde — Nienhagen — Wienhausen 311
Lippe-Sande und -Kiese 102
Litorina-Meer 792
Litorina-Zeit 373
Lobenlinie (der Ceratiten) 223
Lobriser Quarzitkonglomerat 21
Löwenberger Kreidemulde 572
Lohbergquellen 604
Lübecker Lobus 92
Lübecker Untergrundbecken 92
Lütjenburger und Travemünder Lobus 92
Lungen von Mansfelder Pneumokoniosen 747
Lupendiagramm von Ulsnis 277
Lyngbykultur 276

M

Maastricht 302
Mälarporphyr 52
Magdalénien-Kultur 274
Maglemose-Mullerup-Periode 280
Magnetisches Hoch von Oldenburg 312
Magnetisches Hochgebiet von der Ostseeküste über Hamburg bis über Nienburg 312
Malöwka-Murajewnaschichten des zentralrussischen Karbongebietes . 709

Seite

Marschenlandschaften 96
Massive von Sterup 92
Massive von Sylt, Husum, Kiel . . 94
Matreier Zone 305
Mattkohlen 529
Mattstreifen (Durit) 526
Mecklenburger Hauptrücken 312
Meereskundliche Verhältnisse des Turonmeeres 795
Mega- und Mikrosporen 531
Meiendorfer Moor 274, 275, 278
Meiendorfer Profil 274, 277
Mesozoisches (penninisches) Fenster 305
Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet 530, 534, 535, 554, 555 Taf. 29, 2, 3, 4
Metakieselschiefer 22
Metamorphosenlehre im Sinne von Becke, Grubenmann u. a. . . . 290
Metatektische Pegmatitoide 342
Methode Schollenberger . . . 181, 190
Methoden von Vageler-Alten . . . 181
Miarolithische Granite von Aland . . 52
Migmatitbildung 291
Mineralbrunnen in Oberselters . . . 797
Mineralquellen und Bleierzgänge bei Niederselters i. Taunus 797
Minimumachse Benthe—Langenhagen 310
Miozän der weiteren Umgebung von Bremen 477
Miozän-Schotter vom Königsdobel . 66
Mississippium 709
Mittel-Holsteinischer Abbruch . . 94, 95
Mittelmeer-Mjösen-Zone . 597, 812, 813
Mittelmiozän 485
Mittelmiozän (Reinbeker Stufe = oberstes Mittelmiozän) 85
Mittelmiozän, limnisches und terrestres (Obere Braunkohlensande) . 85
Mitteloligozän 480
Mitteloligozän der Magdeburger Gegend 477
Mittelsudetische Scharung 9, 28
Mittlerer (Haupt-) Buntsandstein . . 140
Mittlerer Buntsandstein von Schubin 409
Mittlerer Hauptmuschelkalk 155, 199, 204 Taf. 4, 4—7
Mohella 255

Seite

Moldanubischer Block 290
Moor-, Schlamm- und Erdevorkommen, deutsche 793
Moränenzug bei Tammendorf . . . 47
Moravikum 290
Morphologie des Kötzting-Bodenmaiser Talzuges 79
Mundsaum (der Ceratiten) 221
Muschelkalk 149
Muschelkalk im Basaltbruch nördlich Kulmain 160
Muschelkalkhöhen des Eichsfeldes 642
Muschelkalkmeer, germanisches . . 243
„Muschelpflaster“ 153
Muskovit aus Muskovit-Biotitschiefer von Campra bei Olivone, Kanton Tessin 339
Myophorienschicht 201

N

Nausitzer Terrasse 592
Nekton 233
Neuartige geologische Übersichtskartierung von Schleswig-Holstein . . 791
Neubaueranalyse 181
Neumarker Senke 67
Nichtbaumpollenfrequenz 281
Nichtbaumpollenwert 278
Niederbayrisch-Oberpfälzer Kreide . 67
Niederhessische Gräben 597
Niederselterser Mineralquelle . . . 798
Niegripper Mulde 811
Nodosenschichten 206, 207
Nordabdachung des Westerwaldes 176
Nordfriesisches Küstensenkungsgebiet 96
„Nordsudetisches Schiefergebirge“ . 8
Nassauische Phase 472
Nomenklatur der Unterwasserablagerungen 793
Nordwestthüringische Scholle . . . 595
Normalfazies des mainfränkischen Hauptmuschelkalks 199
Normalprofil durch den Hauptmuschelkalk von Mainfranken 209
Notterquellen b. Marolterode . . . 605
Nunatakker 268
Nymala-Porphyr 49, 50, 52

Seite

O

Oberdevon VI 473
Oberdevon von Blosenberg im Vogtland 755, 762
Oberdevon-Floren 762
Oberdevonische Korallenreste . . . 353
Oberdorlaer Quellen 604
Obereichsfeldischer Wasserleitungsverband 641
Obere Kreide von Aachen . . 516, 517
Obere Nodosenschichten 210
Obereozän des Segen-Gottes-Schachtes bei Eisleben 517, 519
Oberer Buntsandstein (Röt) 143
Oberer Hauptmuschelkalk 156, 199, 206 Taf. 4, 8—11
Oberer Jura: Oxford 391
„Oberer Muschelkalk + Lettenkohle“ 157
Oberes Röt 146
Oberes Tournai 471
Obere Terebratelbank 207
Oberkarbon Attikas 425
Oberkarbon Griechenlands 423
Oberkarbon des Naßfeldes 451
Oberkreide, kohlenführende 513
Oberkreideschicht von Déva in Siebenbürgen 517, 518
Oberlausitzer Protolenusfauna 769, 776
Oberlausitzer Schiefergebirge . . . 561
Obermiozän 489
Obermiozän von Schwandorf-Wackersdorf 72
Obermiozäner Glimmerton 86
Obermiozän-pliozänes Hochgebiet von Büsum—Heide—Beldorf 93
Oberoligozän 485
Oberpfälzer Rinne 78
Oberrotliegendes des Erbendorfer Gebietes 137
Oberrotliegendes des Schönauer Grabens 582
Oberrotliegend-Arkosen 138
Ober-Senon 374
Obersilurischer Orthoceratitenkalk von Elbersreuth 42
Oberste Karneol-Dolomit-Zone im Weidenberger Gebiet 139
Odenspieler Schichten 176

Seite

Odergletscher 45, 47, 49
Oeje-Diabasporphyrit 53
Ölimmersion 531
Ohmgebirgsgraben 596
Olenelliden in der Protolenusfauna . 781
Oligozäne Bewegung am Pfahl . . 73
Oligozäne Tektonik 79
Oolithkalke an der Straße Waldbüttelbrunn—Roßbrunn (am Heuberg) 201
Oolithkalke, reine, bei Ohrdruf . . 202
Opaksubstanz (Mikrinit) . . . 527, 528
Orbicularis-Schichten 155
Ordovizische Grauwacken-Tonschiefer-Quarzit-Serie 10
Ordovizische Phycodenschichten Thüringens 561
Ordovizischer Diabasvulkanismus . . 569
Ordovizium 12, 561, 562, 564
Ornatenton von Rjäsan 395
Orthoblastomylonite 295, 302
Orthoblastomylonit vom Grünbühel bei Chamerau . . . . . Taf. 11, 1
Orthoceras-Schiefer des Unteren Mitteldevons 797
Orthoclymenia-Stufe 44
Os, echtes, subglazial aufgeschüttetes 262
Osartige Bildung 261
Ostbayerisches Grenzgebirge 289
Ostholsteinischer Rücken 94
Ostrakodenkalk 708
Ostrakodentone 206, 208, 210, 211, 217
Ostseediabas 52
Ostseeporphyre, braune . . . . 49—53
Ostseeporphyre, rote . . . . . 49—53
Ostsee-Syenitporphyr 52, 53
Oszillationen der Brandenburger Phase 49

P

Paläogeographische Karte des Unterkambriums in Nordamerika-Europa-Nordafrika 782
Paläogeographische Verhältnisse zur Turonzeit in Ostsachsen 795
Paläontologie und Abstammungslehre 799

Seite

Paläozoische Teilgebiete von Goldberg-Ullersdorf 572
Paradoxides-Schichten 781
Paskallavik-Porphyre . . . . . 49—53
Passauer Jurabezirk 75
Pegmatitoide 295
Peloide (Moore, Schlamme, Erden) . 793
Pericyclus-Stufe 460, 461, 468—470, 471 473
Periglaziales Gebiet 252, 253
Perlbildung? (bei Ceratiten) . . . 221
Perlgneis 298, 299, 311
Perm 134
Permisch-mesozoisches Deckgebirge . 571
Permisch-mesozoische Haaseler Mulde 574
Permisch-mesozoische Mulden von Gröditz und Haasel 559, 572
Permmulde von Gröditz 578
Permotriadische Grenzschichten 134, 137
Petrographie des Quaderkalkes . . 210
Pfahllinie 72
Pfahlstörung 76
Pfahlverwerfung 72, 77
Pfahlzone 80
Pfahlzonen zwischen Kirchdorf i. W. und Klafferstraß 63
„Pflanzenbausandstein“ 149
„Pflanzensandstein“ . . . . . 149—151
Phagozytieren der Kieselsäure . . 748
Phasenhafte Auslaugung 601
Phosphoritkonkretionen 14
Phosphoritkonkretion aus ordoviz. Quarzit 15, 16
Phyllitischer Tonschiefer bei Tschinschwitz 20
Picea-Kurve 277
Pilton beds, englische 704, 705
Pilton beds in Südirland 706
Pilton-Fazies 704, 705, 708
Pilton-Fazies des Angertales . . . 685
Piltonschichten 705
Pirkhauer-Bohrer 134
„Pittersberger“ Sattel 72
Planschwitzer Horizont 757, 758
Platten-Dolomit 415
Plattiger Granat-Sillimanit-Cordieritgneis mit // b gerunzelten Sillimanit-Biotithäuten, östlich Rieding, Bl. Cham-Ost 325

Seite

Plattiger Sillimanit-Cordieritgneis P. 533 b. Stein auf Bl. Tiefenbach 327
Taf. 13, 3
Plattiger Sillimanit-Cordieritgneis mit Granat von Windischbergerdorf auf Bl. Cham-Ost 316
Taf. 10, 3
Pliozän 87
Pliozäne Apfelstädt 593
Plönersee-Kerbe 91, 92
Pollenanalyse eines kleinen Moores bei Grussendorf 272
Taf. 9
Polymetamorphose 290
Pommersche Phase 49
Pompeckj'sche Schwelle 801
Popperöder Quellgebiet 597, 601, 604, 627
642
Popperöder und Reisersche Quellen der Breitsülze 599
Porphyr, Altenberger 570
Porphyr vom Heiligenstein bei Ruhla 593
Porphyre . . . . . 50—53
Porphyre von Smaland . . . . 49—53
„Porzellanjaspis" 160
Postglazial 373
Postglazial-Alluvium 592
Präboreal Nordwestdeutschlands . . 277
Präcenomane Rumpffläche 79
Prädiluviale, tonreiche Verwitterungsböden 176
Präglazial 592
Präglaziale Auflagerungsfläche 85, 86
Prickgranite . . . . . 49—53
Prignitzer Anomalie 312
Problem der Steinkernbildung (bei Ceratiten) 227
Profil am Eingang zum Basaltbruch Rothenhof bei Zinst 171
Profil durch das Etroeungt bei Ratingen (Cromford) 657
Profil im Hohlweg Kulmain-O . . . 169
Profil im Hohlweg nördlich von Wirbenz 168
Profil aus den Steinbrüchen nördlich Kulmain 167
Profil der Ziegelei am Haken . . 696
Protobitumen (Sporen und Algen) . 533
Protobitumengehalt 533

Seite

Protobitumenreiche Mattkohle . . . 527
Protobitumina (Sporen, Algen, Kutikeln 527
Protocanites-Stufe 457, 460
Protolenus-Schichten 781
Protolenus-Schiefer 770
Protolenus-Zeit, jüngere 783
Pseudobrekzien 4
Pürglitz-Rokycaner Eruptivzug . . . 11
Pulaskit (?) 51
Purmallener Mergel . . . 404, 413, 416
Purmallener Schichten . . 371, 408, 414
Pyterlit . . . . . 49, 51—53

Q

Quaderkalk 213, 217
Quaderkalkfazies 199
Quaderkalkfazies des Oberen Hauptmuschelkalks in Mainfranken . . 209
Quaderkalk bei Würzburg 214
Quartäre Ausfüllung des nordfriesischen Küstenraumes 93
Quarzgänge 36
Quarzgang bei Järischau 29
Quarzit des Domsberges und seine Phosphoritführung 13
Quarzit-Schiefer der Rimmert-Schichten 177
Quarzitische, teilweise gebänderte Schiefer, Quarzite 12
Quarzkeratophyre des Domsberges . 11
Quarzkeratophyre und Grünschiefer . 10
Quarz-Phosphoritkonkretion in ordoviz. Quarzit 15
Quarzporphyre 52
Quarzporphyr von Aland . . . 49, 52
Quellbäche des Röttelseegrabens . 599
Quelle des Hasselbaches bei Schälk 2
Quellen an der Lochmühle bei Körner 596
Quellen von Popperode 605, 606
Quellflüsse des Mains 133
Quellflüsse der Naab 133
Quellschwankungen im Popperöder Gebiet 643
Querbiotit 20
Quercus-Pollengipfel 231

Seite

„Querfaltung“ 28
Querklüfte 29
Querschnitt 233
Querschnittszahl 233, 234

R

Radstätter Trias 305
Rätangranite 52
Ragundagranit 50, 51, 53
Ragunda-Sandstein, metamorpher . . 51
Randbruch bei Moisdorf 575
Randgebiet des Gletschers 263
Abb. 32—44 zw. S. 264 u. 265
Randgebiete der Quaderkalkverbreitung 215
Randlage nordwestlich Lübben . . 47
Randlage südlich von Teupitz . . 47
Randlage des „Warthe“-Glazials . . 91
Randlagen im Dänischen Wohld . . 92
Randverlauf von Weichsel I 91
Randwulstbildung des glazialen Senkungsraumes 590
Rapakiwi . . . . . 49—53
„Reaktionsreihen“ in den Gneisen . 345
Realschulterrasse von Cham 70
Redwitzitische Mischgneise 294
Refsundgranite, graue 50, 52
Refsundgranit, roter 49, 52, 53
Regelungstyp, 1. . . . . 313, 330
Regelungstyp, 2. . . . . 320, 330
Regelungstyp, 3. . . . . 327, 331
Regen-Einzugsgebiet 62
Regengebirsstaffel 72
Regensburger Kreidemeer 67
Regionalmetamorphose 290
Reinbeker Stufe 86
Reisersche Störungszone 632
Reisersche und Leinefelder Störungszonen 639
Rekristallisation 31
Rezenter Nordsee-Sedimentationsraum 93
Rhaet-Lias ? 403
Rhein-Donau-Wasserscheide auf der Linie Kirmsees-Langengefäll . . . 134
Rheinische Richtung 311
Rheinisches System 597
Rheinische Zone 312

Seite

Rheinisch gerichtete Horstreihen . . 94
Riesengebirgsgranit 570
Riesen-Isergebirgsgneis 29
Riff- oder Küstengemeinschaft . . 353
Rimmertquarzit 177, 186
Rimmert-Schichten (Oberkoblenz) . 176
Rinne der Eidermündung 93
Rinne der Elbemündung 93
Rodewald-Ramlingen-Achse 310
Rödö-Rapakiwi 50
Röt-Muschelkalk-Grenze 149
Roßberg-Lamberg-Massiv 61
Rotes Salzgebirge von Lieth bei Elmshorn 414
Rote Tone im Mittleren Muschelkalk 156
Rotliegendes 134
Rotliegend-Becken des bayerischen Ostens und Nordostens 137
Rotliegendgraben, Schönauer 559, 572, 578
580
Rundhöcker- und Gletscherschliff-Landschaft südöstlich des Langjökulls 269
Rundinger Zone 300
Ruß-Schiefer 460
Ruß-Schiefer Oberfrankens . . . 460, 473
Ruß-Schiefer Ostthüringens 460
Ruß-Schiefer von Saalfeld 472

S

Saale-Haupt-Terrasse 592
Saalfelder Zone 598
Saalfeld-Eichenberger Störungszone 595
Saalische Phase 573
Särnaporphyr, brauner 51, 52
Särnaporphyre, rote . . . . . 49—53
Sakmara-Horizont 429
Salagranit 49, 50, 52
Salinare dyadische Schichtenkomplexe 35
Salinare Horste 94
Salzaufbruch von Benthe 311
Salzaufbrüche in Ostfriesland . . . 312
Salzauslaugung 601
Salzquelle 601, 607
Salzstock von Benthe 309
Salzstock von Hope 309
Salzstockfeindlichkeit 311

Seite

Salzstockreihen Engelnstedt — Wendeburg-Rolfsbüttel — Gifhorn — Vorhop — Wittingen und Velstove — Nettgau — Lüchau-Wustrow — Dannenberg — Kl. Kühren-Sumte — Gülze 811
Salzstöcke zwischen Hannover und Braunschweig 811
Salzstrukturen im mittleren Schleswig-Holstein und im nördlichen Hannover 812
Sander 259
Sanderberger's Bairdientone . . . 208
Sanderflächen 259, 260
Sanderfläche am Bruarjökull . . . 259
Sapropel (Vollfaulschlamm) 793
Sapropelkohlen 526, 527
Sarstedter Salzpfeiler 809
Sattelzone von Goldberg-Ulbersdorf . 578
Saxonische Bewegungen 573
Saxonische Tektonik des Gebietes zwischen Weidenberg und Kemnath 163
Schartymka-Horizont 434
Schaumkalk 210
Scherenbosteler Mittelsattel . . 309, 310
Scherflächen 265, 268
Scherflächennatur der Schubklüftung 27
Schichten von Comblain-au-Pont in Belgien 647
Schichtquellen 602
Schichtquellen in Nordwest-Thüringen 603
Schichtung und absolute Zeit . . . 456
Schiefer des Mosetales 194
Schiefer des Sanderwaldes 25
Schiefergebiet des Vorlandes . . . 37
Schiefer-Grauwacken-Sandstein-Fazies des Korallenlebens 353
Schieferung 32
Schieferung und ihr Verhältnis zur Schichtung 26
Schieferzone von Reichwaldau . . 580
Schillbank 201, 202, 204, 205
Schillzusammenschwemmung, nehrungsartige 219
„Schleifsteinbank" 154, 155
Schlesische N—S-Zone 8
Schlögen-Aschacher Furche 60
Schlotheimer Keupergraben 633
Schlotheimer Zone 598

Seite

Schlotheim-Magdalaer Störungszone 595
Schlotheim-Tennstedter Grabenzone 595
Schlotheim-Tennstedter Sattel . . . 595
Schlotheim-Tennstedt-Ilmtal-Zone . . 596
Schmelz 416
Schmelzwassersystem am Nordrand des Bruarjökulls 260
Schmutzkegel 264
Schneckensande 102
Schneeberger Zug 805
Schönauer Graben 582
Scholle des Helmberges bei Münster 73
Scholle des Regengebirges 73
Schotter der Ringmühle bei Altengottern 592
Schotter, höhere, der Unstrut und der Nebentäler (Höngeda, Riesinger Berg) 592
Schotter, tiefere, von Wendewehr und Görmar 592
Schotteranalyse 162
Schotterdecken 161
Schotterflächen 259, 260
Schreitgletscher 259
Abb. 47, 48, 56 zw. S. 263 u. 269
Schubiner Rhaet-Lias-Tafel 404
Schubklüftung 27
Schutt 162
Schuttführung des Gletschers . . . 264
Schuttmauern 264
„Schwandorfer" Sattel 72
Schwankungen des Grundwasserspiegels 642
„Schwarzkalk" 159
Schwefelquelle bei Ämilienhausen bei Höngeda 602
Schwefelquelle Langensalza 604
Schwelergebnisse 537
Schwelung in der Fischer'schen Retorte 537
Schwereanstieg zum Prignitzer Hoch 811
Schwerestufe Nienburg (Weser) — Südrand Hope — Eddesse . . . 810
Sedimentfalle im Sinne von Quenstedt 221
Seilerfauna 710
Semipartitus-Schichten . . 206, 207, 215
Senke von Cham-Furth 55
Senkungsstreifen Horaždowitz-Budweis 64

Seite

Senon von Nieder-Schöna bei Freiberg 519
Senon-Profil in der Bohrung Judschen bei Gumbinnen 384
Septarien 212
Silikosefrage 727
Siljangranit 49, 51
Siljangranite, aplitische 52
Siljangranit, roter 49, 50, 52
Sillimanit 307, 308
Sillimanit von Träckböle, Finnland . 339
Sillimanit-Cordierit-Flaser aus Gneis von Grabitz bei Furth 335
Sillimanit-Cordieritgneis 336
Sillimanit-Cordieritgneis vom Hohlbeerberg . . . . . Taf. 11, 2
Sillimanit-Cordieritgneis P. 533 bei Stein auf Bl. Tiefenbach 335
Taf. 13, 3
Sillimanit-Cordieritgneis Steinbruch Wölsting, Bl. Cham 335, 336
Sillimanit-Cordieritgneis von Theresiental bei Zwiesel 318
Taf. 11, 4; 13, 2
Sillimanit-Cordieritgneis Windischbergerdorf, Bl. Cham 335, 336
Silur 560
Silur von Kolbnitz 582
Skeidarar-, Breidamerkur-Gletscher . 251
Soonwalderze 180
Spaltenquellen 604
*Sphagnum-(Eriophorum-)*Torf (Heidemoortorf) 273
Spineli 310
Spinell-Sillimanit-Cordieritgestein aus dem Steinbruch Wölsting 326
Taf. 12, 2, 3
Spiriferina-Bank 199, 200, 203, 204, 243
244
Spittelbrunnen 604
Sprengisandur 266, 267
Sprengisandurweg 266
Sprunghöhe der Donaurandverwerfung 72
Staatsquelle in Niederselters . . . 797
Stadtremdaer Grabenzone 596
Stallwanger Furche 73
Stauchmoränen der südlichen Neumark 48

Seite

Stauchmoränenbögen zwischen dem Baltischen Höhenrücken und Fläming 49
Stauchwall 258
Steinhuder Meer-Linie 809
Steinringböden 266
s-Tektonit vom Bl. Tiefenbach . . 331
Steppenheide-Theorie GRADMANN's . 279
Stockholmgranit 49, 52
Störung Bollstedt-Nägelstedt 596
Störung bei Kötzersdorf-Oberndorf 165
Störung bei Schillingstedt 595
Stoffwanderung und Lagerstättenbildung in den Gneisen 346
Stratigraphie des Mukronatensenons in Nordwestdeutschland 801
Straubinger Scholle 65, 73
Streckung 32
Streifenböden 254
„Stress"- und „Antistress"-Typen . . 332
Striegauer Granit . . . 35, 570, 581, 583
„Striemung" (das „tektonische Streichen") 27
Stromatoporenkalkfelsen bei Dębnik 706
Strukturböden („Brodelböden" im weiteren Sinne) 792
Strukturzeigende kleine Stücke von gymnospermenartigen Stämmen . . 766
Stufe der hellen, serizitisch-flaserigen quarzitischen Tonschiefer 562
Subarktische Waldsteppe 275
Subherzyne Mulde 811
Subsudetische Grauwacken 21
Subsudetisches Schiefergebirge . . . 7
Subsudetisches Schiefergebirge und der Striegauer Granit 580
Sudetenrandbruch 8, 37, 559, 570, 572—574
581—583
Südküste des Oligozänmeeres . . . 589
Südwestrandzone mit konsequenter Entwässerung zur Donau 57
Sülstorfer Sander 259
Suturalloben-Bildung WEDEKIND's 438, 439
Syenitporphyr 53
Syenitporphyre von Smaland . . 50—52
Sylter, Bredstedter und Eiderstedter Hochgebiete 93

Seite

T

Takonische Phase 572
Talbecken vom Typus des Kötztinger und Miltacher Beckens 79
Talenge von Regenstein 71
Talgletscher 251
Tannrodaer Gewölbe 596
Tardenoisien 280
Tauernschieferhülle 805
Technische Aufbereitung der Peloide 793
Teerausbeute der Steinkohle . . . 538
Tektonik und Metamorphose der Gneise nördlich des Pfahles . . 292
Tektonischer Bau der alten Gneise . 347
Tektonischer Kontakt 33
Tektonische Verzerrung von Fossilien am Beispiel von *Protolenus lusaticus* 777
Tennstedt, Schwefelquelle 605
Tentscheler Gang 36
Tertiäre Bruchtektonik 76
Tertiäre Druckwasser 96
Tertiärgebiet von Gelting und Alsen (Alttertiär) 92
Tertiär-Unterformationen 85
Tertiärer Vulkanismus 160
Tertiärverbreitung vom Budweiser Becken nach Horaždowitz-Klattau-Taus 56
Thamsbrücker Mühle, Schwefelquelle 604
Thanatocönose 226
Thomasquelle 602, 604, 606, 608
Thüringer Kalktuffe 597
Thüringer Oberdevon 765
Thüringisches Schiefergebirge . . . 353
Thuringia 607
Tiefenlagen des vortertiären Untergrundes im Bereiche der Flensburger und der Kieler Förde . . 96
Tiefseefazies 353
Tigersandstein 139
Tilsiter Kellaway-Profil 396
Tilsiter Ober-Senon 383
Tone aus dem Siegerlande und Ahrgebiet 193
Tongrube am Hummelberg der Ziegelei Schönebeck-Elbe 483
Tongrube in Ketzin 101
Tongyttja, sandiger 273
Tonhorizont α 205
Tonhorizont 1 205
Tonhorizont 2 (Aldinger's Tonhorizont β?) 205
Tonhorizont 3 (Aldinger's Tonhorizont γ?) 205
Tonhorizont 4 207
Tonschiefer der Oberkoblenzstufe . 797
Tonschiefer von Wahlstatt und Lobris 9, 10
Tonschiefer, Kieselschiefer bei Stein und Wolfskirch 8
Tonschiefer und phyllitische Schiefer 20
Toteis 259, 262, 267
Toteisbildung 260
Toteishypothese 268
Toteislandschaft 257
Toteisplatte 261, 268
Abb. 50 zw. S. 268 u. 269
Toteis-Trichter 261
Tournai-Oolithe des Velberter Sattels 687
Trannasgranit 52
Trennung des Spätglazials vom Postglazial 278
Trigonodus-Kalk 212
Trittauer, Gr. Pampauer und Ratzeburger Hochgebiete 92
Trochitenkalk 200
Trochitenschichten 156
Trogenauer Kohlenkalk 461
Tuberkosilikosis 748
Tundrazeit 274
Tundren-Phase 275
Turon 384

U

Überflutung der Lausitz durch das Turonmeer 795
Uffenheimer Fazies Gg. Wagner's . 213
Ulbersdorfer Quarzitschiefer 562, 568, 578
Ulsnis-Moor 275
Ultrametamorphose 291
Unstrut, obere, nach der Glazialzeit . 593
Unstrut, obere, im Präglazial . . . 591
Unstrutquelle am Kalvarienberg bei Dingelstädt 591, 605
Unstrut-Terrassenschotter 593

Seite

Unstrut- und Saale-Diluvium . . . 591
Untere Ceratitenschicht Mittel- und Norddeutschlands 238
Untere *Dibunophyllum*-Zone 1
Unterer Buntsandstein . . 138, 140, 404
Unterer Buntsandstein von Braunschweig und Hannover 409
Unterer Buntsandstein der Mansfelder Mulde 414
Unterer Buntsandstein und Obere Zechsteinletten 410
Unterer Hauptmuschelkalk . . . 199, 200 Taf. 4, 1—5
Unterer Muschelkalk (Wellenkalk) 149
„Unterer Muschelkalk + Mittlerer Muschelkalk“ 156
Unteres Devon (Siegener Stufe) . . 176
Unteres Ordovizium im Bober-Katzbach-Gebirge 21
Unteres Röt 143
Unteres Tournai 458
Unteres Visé 471
Untergrund von Schleswig-Holstein 89
Untergrundsgepräge und Diluvialmorphologie 88
„Unterirdischer Wasserlauf“ 583, 605, 643
Unterkante des Mucronaten-Senons . 377
Unterkarbon I 473
Unterkarbon II 473
Unterkarbon III 473
Unterkarbon in Oberfranken 459
Unterkarbon in Ostthüringen 459
Unterkarbon am Velberter Sattel . 697
Unterkarbonband des Velberter Sattels und der Herzkamper Mulde . . . 649
Untermiozäne Sedimente (Untere Braunkohlensande) 85
? Untermiozäne „Urnaabserie“ . . . 162
Unteroligozän 473
Unteroligozän von Helmstedt . . 477, 485
Unter-Oxford 393
Unter-Oxford in der Heilsberger Bohrung 395
Untersuchung nach Debye-Scherrer 741
Untersuchung der Lunge eines Flußspatbergmannes 727
Untersuchung der Lunge eines Steinkohlenbergmannes 730

Seite

Upa- und Ostrakodenkalk 709
Upsalagranite . . . . . 49—52
Uralitporphyrit 53
Urlaugen im Zechstein 789
Urteer 526, 527
Urteermenge 538
Ur-Unstrut 593

V

Vängegranit 49
Växiödiorit 52
Vallendarer Schotter 797
Variszische Bewegungen 573
Velmaagranite 52
Velberter Sattel . . . 649, 699, 700, 705
Velberter Schichten 650
Venjanporphyrit . . . . . 50—52
Veraschungsmethode 730
Verbreitung der Ceratiten und die Häufigkeit ihres Auftretens . . . 231
Verdauungsmethode 739
Vergenz des Faltenbaues 29
Vermessung bei den Ceratiten . . 234
Vermutliche Lage der vorcenomanen Landoberfläche östlich der Staffel des Bayerischen Wald-Kammes . . 74
Verteilung von Land und Meer zur Turonzeit 795
Verwerfung der Stallwanger-Zone . 74
Verwitterungsprofile und Bodenproben 177
Verzerrungsvarianten von *Protolenus lusaticus* Schwarzbach 777
Virgation 9, 28
Vitrit 528
Vogelmoor 279
Vogtländisches Oberdevon 755
Vorcenomane Gebirgs- und Bruchbildung 573
Vor-Donau-Hanggefälle 53
Voreiszeitlicher Untergrund in Schleswig-Holstein 83
Vorland des Odergletschers 47
Vorlandvergletscherung, eiszeitliche alpine 253
Vorvaristische Orogenese 348
Vulkangruppe der Kerlingarfjöll . . 269

Seite

W

Wahnbach-Schichten 176
Waldlose Tundrenzeit 282
Wangener Terrasse 592
Warthe-Phase 49
Warthe-Vorstoß 49
Warthezeitliches Stadium 792
Wasserleitungsverband Ost-Obereichsfeld 632
Wasserscheide zwischen Rhein und Donau 162
Wasserwerk Memel III 415
Wathlinger Salzstock 810
Wegscheider Schwelle . 57, 65, 66, 68
Weichsel II (Pommersches Stadium) 91
Weichsel II — Glazial 91
Weichsel I — Randlage 90, 92
Weichsel II — Randlagen 92
„Weidenberger Karneolhorizont“ . . 143
Weidenberger Kulm 155, 156
„Weidenberger Störung“ 164
Weidenberger und Südthüringisches Buntsandsteingebiet 134
Weimar-Magdalaer Graben (Ilmtalstörung) 595
„Weißes Gebirge“ 193
„Weißes Gebirge“, Fundpunkt Holzappel Nr. 32 194
„Weißschiefer“ 195
„Wellenkalk“ 152
Westflügel des Odergletschers der Pommerschen Phase 46
Wickellinse **304**, 305
Wilsbachspalte 573
Windeberger Keuperscholle 596
Windeberger Zone 598
Windeberg-Kirchheilingen (-Erfurter?) Zone 596
Windlandschaft 267
Windpflaster 267
Abb. 45, 46 zw. S. 268 u. 269
Windungszunahme 234
Wirkungen des Windes 270
Wocklumeria-Kalk 698, 710

Seite

Wocklumeria-Stufe 44, 456—458, 460, 472 473, 697, 712
Wolfachlinie südlich von Vilshofen . 65
Wulstige Kalke 199, 200

Y

Yoldia-Zeit 276

Z

Zadelsdorfer Goniatiten-Fauna . 462, 468
Zadelsdorfer Horizont 470, 471
Zechstein 417
Zechsteinkalk von Purmallen und Palanga (? Polangen) 413
Zechstein-Meer 138
Zeilenbau 303
Zeit des Pteridophytikums 762
Zentralgebiet der Quaderkalkentwicklung 215
Zerklüftungszone von Oberdorla bis Mülverstedt 596
Zerrüttungszone von Windeberg über Volkenroda — östlich Körner — östlich Hohenbergen 596
Zeuchfelder Terrasse 592
Zobten-Amphibolite 24
Zone von Bodenwöhr bis Neumark 69
Zone, Eichenberg-Saalfelder 596
Zone zwischen Endmoräne und Eisrand 263
Zone Jakobsdorf — Moisdorf — Pombsen — Goldberg — Ulbersdorf 562
Zone von Kolbnitz 574, 579
Zonen vom Llandovery bis zum Wenlock 564
Zone des *Pericyclus carinatus* Schdwf. 471
Zone des *Pericyclus kochi* Holz. . 471
Zone des *Pericyclus princeps* (de Kon.) 471
Zone von Reichwaldau 578
Zone vorwiegend rheinischen Streichens 810
Zone des *Trachyceras aon*, St. Cassian 437
„Zungenrand“ 250
Zwischeneiszeit, letzte 101

b) Ortsregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind fett gedruckt

Seite

A

Aachen 705
„Absätz" nördlich von Lam 77
Abtschlag 58, 66
Abtsküche 683
Acholzhausen 210, 215, 217, 220
Ämilienhausen 603
Ahornberg 135
Ahrweiler 180
Aign . . . 134—136, 139, 145, 160, 163
Akureyri 253, 254
Allenburg 374
Alsen, Insel 85
Altenberg 570
Altengottern 601
Altenwalde 87
Altertheim 204
Alt-Jauer 10
Altrandsberg 61
Amarassi, Timor 438
Ammern 591, 618, 630, 632
Taf. 35, 1
Angel 64
Angeln 85, 92
Anger, Haus . . 668—670, 699, 700, 715
Angermühle 668
Angertal . 650, 660—662, 666, 699, 715
Angerteich 651, 698, 721
Ankermühle 621
Anrode 603, 604, 641
Apfelstädt 591
Appalachen 783
Aprath 695
Apricke 44
Araxes (Hocharmenien) 707
Arber 56, 64, 76
Arnarfell 259, 267, 269
Arnbruck 58, 60
Arnsberg 364

Seite

Arnschwang-Furth 68
Arpatschai (Hocharmenien) 707
Arrach 64
Asbach 61
Ascha 59
Ascha-Sattelbogen 57
Aschach 60, 66, 68
Aschara 596
Aske 697
Askja, das zentrale Vulkangebiet Islands 265, 266
Askja- oder Knebelsee 266
Aub 215
Auermühle . . . . . 658—660
Aufstetten 215
Augustenhof, Vorwerk 30
Außergfild 56
Außernzell 78

B

Baritsch (Bl. Jauer) 18
Baruth 51
Bayreuth-O und Tirschenreuth-W . 134
Bayrischer Wald . . . 56, 72—75, 77
Bayrischer und Böhmer Wald . . . 55
Beberstedt 619, 632, 638, 639
Taf. 37, 1
Beckstedt 498
Beerberge 12
Beerhof . . . . . 144—146, 150, 163
Beiershof 685
Beiröder Spinnerei (Hackeborn) . . 603
Belgien 705
Bellscheidthof 664
Beraun 69
Bergisches Land 704
Bergisch-Gladbach 364
Bernburg 589
Berndorf 153

Seite

Bernried 59
Bersdorf 13, 20, 22
Bertenburg 699
Biebelried 213
Bickenriede . . . 596, 603, 604, 620, 632
Bieberehren 215
Biegenstein 71
Biermannsberg bei Fürstenwalde 48, 51
Biesenthal 46, 48
Bilzingsleben 601
Birkenbühl bei Oberbruck . . . 150, 153
Birkungen 595
Blaibach 71
Blanitz 64
Blaue Haube bei Horsmar 590, 594, 598 601
Bleiberge 580
Bleicherode 636
Bleicheröder Berge 637
Bleyer nordwestlich Berndorf 145, 150 151
Blöckenstein 56
Blönduos 254
Blosenberg . . . . . 755—758, 763
Bobenneukirchen-Gattendorf 756
Bober-Katzbach-Gebirge 8, 21, 29, 559 559—565, 567—574, 577, 578, 580—583
Bodenmais 60, 77, 293
Bodenwöhr 67, 75
Böhmer Wald 56, 74, 76
Böhmhof südlich Bodenmais 61
Böhmischer Kamm 56
Bogen 58, 65
Bogenbach 58
Bohlen bei Saalfeld 471, 472
Bohnsdorf (Grünau) 47
Bolkenhain 23, 566, 567, 569, 578, 580
Bolzhausen 215, 217
Bomst 48, 53
Borganes 253
Bothenheiligen 593
Braak 87
Braunschweig 243
Breitenbich . . . . . 605, 619, 631 Taf. 35, 7
Breitsülze 604, 607
Bremberg 571
Bremenbach 144, 145

Seite

Bruarjökull 249, 251, 254, 255, 257, 258 260, 262, 264, 267, 268
Brügel 683
Buberow 47, 50
Buch 215
Buchberg 75
Buchholz 85
Buchmühle 666, 667, 715
Budweis 61, 64, 74
Büttstedt . . . . . 621, 641 Taf. 38, 4
Buhnberg 10, 12, 28
Bundhorst 91
Burgberg bei Mertschütz 18
Burgberge südlich von Seichau . . 559
Burgtonna-Elxleben 596
Burgwenden 595
Burow (südlich Fürstenberg) . 47, 49
Buschdelle 695
Buschhäuser 565, 575
Buschteich bei Schleiz . 459, 460, 471

C

Celle 811
Cham . . . . . 58, 68—71, 294
Cham-Ost 292
Chambtal 60, 69
Chamerau 69, 70, 297, 298
Cosatschi-Datschi 434
Crocce Pizzul 424, 431
Cromford bei Ratingen . . 651, 698, 719
Cromforder Mühle 651

D

Dachrieden . . . . . 619, 630—632 Taf. 35, 3
Dänemark 813
Darkehmen 374
Datteln (Westfalen) 102, 107
Deggendorf 58, 60
Deisenberg bei Güntersleben . . 204, 206
Dennhof 135, 136
Dettelbach 207, 208
Deuna . . . . . 603, 624, 636, 637 Taf. 37, 2
Dingelstädt . . . 596, 597, 605, 620, 639 Taf. 37, 5
Dithmarschen 93

Seite

Dittersdorf 13, 22
Dobershöhe 28
Dönhofstedt 374
Dörna 604, 620, 632
Taf. 35, 8
Dörnaer Warte 620, 632
Domanze 23, 24, 28, 29
Domsberg . . . 8, 10—12, 17, 22, 26—28
Donau 56, 58, 61, 66, 68
Donauebene 55
Donaustauf 57
Donaustauf-Münster 74
Drachenstein-, Schwarzwiehr- und Schloßberg, Höhenzug 67
Dransfeld 596
Dreisessel 56, 57
Dreitannenriegel 73
„Drei-Wappen" bei Furth 308
Taf. 11, 2
Drienhausen 695
Dromsdorf 13, 27
Dün . . . . . 588, 595, 603, 636—638
Dürrbachtal 204
Duttenbrunn 204
Dyngjufjöll 265, 266
Dyngju-Jökull 249, 251

E

Ebeleben 605
Ebersdorf 457
„Eck" 64
Eckartsreuth 135, 138
Eckern 694, 695
Eckernförder Bucht 91
Effelder 621, 641
Effeldorf 213
Eggerscheidt . . . . . 660, 701—703
Eibelstadt 215, 217
Eichelsee 215
Eider- und Treenegebiet 792
Eidermündung 96, 97
Eigenrieden 621, 642
Taf. 38, 5
Eigenrode 619, 631, 632
Taf. 35, 2
Eigenroder Steingraben 593
Eigenroder Warte 619, 638
Eisebach 797

Seite

Eisendorf 8, 13, 28
Eisenstein 61
Eisersdorf 146, 149, 150, 152, 155, 157 159, 163
Eitorf (Siegerland) 176
Elbemündung 96
Elbeniederung 69
Elbrusgebirge 707
Elbsandsteingebirge, sächsisches . . 69
Elxleben 596
Emsbachtal 797
Engelshütt 294
Engelshütt 294
England 708, 781, 783
Equarhofen 217
Erbendorf 74
Erbstrom 593
Erfurt 596, 600
Erzgebirge 795
Eschenbach 151
Eselssiepen 689
Eulengebirge 583
Eutin 85

F

Fahner-Höhe 596
Falkenberge bei Bohnsdorf (Grünau) 50
Farbhaus 683
Fehmarn 85
Fehmarn-Heiligenhafener Gebiet . . 91
Felchta 591, 598, 622, 642
Taf. 38, 3
Feldaisttal 63
Fell 690, 712
Fichtelgebirge 69
Finne 594
Fischbach 164
Fischbach-Kirmsees 157
Fjordungsvatn 267
Flachstal b. Kaisershagen 603
Flanitz 58
Flechtinger Höhenzug 311
Flensburg 86, 96
Flensburger Förde 92
Flinsberg 621, 640
Flinsberg-Uder 596
Flintsbach 73
Flintsberg . . . . . 144—146, 163—165

Seite

Flötzbach 135
Fortschau südlich Kemnath 166
Frankenjura 133
Frankfurt . . . . . 46—48
Freienwalde, Bad 46
Freistadt 56, 57, 61
Frey-Bachtal 60
Freyung 60, 66
Friedberg 63
Friedetal bei Sollstedt 598, 637
Friedrichsrode 636
Fuchsendorf 135, 136, 138, 139
Fuchsstadt 211
Fürstenberg 46, 49
Fürstenwalde . . . . . 47—49, 51
Fürstenzell 65
Fulaquisl 269

G

Gabellohe 139, 140, 142, 162, 164
Gabrovo 514
Gaesavötn 250
Gaidellen 383
Galgenberg bei Grändorf 18
Gattendorf 456, 457, 459
Geesthacht 85
Geiersleite östlich von Kirmsees 145, 146 152, 163
Geigen westlich Hof 459
Geisleden . . . . . 610, 621, 640 Taf. 37, 7
Geisledetal bei Heiligenstadt 598, 639, 640
Geltinger Bucht 85
Gera 593
Gerbrunn 204, 213
Gerdauen 374
Gerlingsen bei Iserlohn 1, 3
Geschling 593
Giesenhaus, Haus 698
Giesenhaus, Hof 673
Gießengraben 641
Gifhorn 311
Gifhorner Gegend 276
Gilge 374
Gillisberg 70
Glatz 565
Glogau-Quaritz 48
Gnodstadt 217

Seite

Göppmannsbach 135
Göppmannsbühl am Berg 144—146, 149 bis 152, 155—157, 161, 163—165
Görmar 591, 593, 624, 629
Göttling 297, 298
Goldberg 562, 563, 568, 578, 583
Golken bei Langensalza 597
Golken b. Ufhoven 604
Gollachtal 213
Goßmannsdorf 210, 215, 217, 220
Gotha 591
Grabe 591, 633
Gräben 25
Gräfentonna 591, 598, 601
Gräfgenstein 661
Grändorf 24
Grafenau 60, 66
Grafenkirchen 59
Grafenwiesen 60
Grafenwiesen-Kötzting 71
Grainberg bei Würzburg 208
Gramschatzer Wald 208
Gransee 46, 48, 49
Gratze bei Gerbrunn 206
Greiffenberg 21, 568
Grenzheim 215
Greußen 595, 601, 605
Griefstädt 591
Griesbach 78
Grimsstadir 254
Grimsvötn 255
Gr. Bartloff 597
Gr. Beckern (Bl. Kunitz) 36
Großburgwedel 309
Großgrabe 591, 623, 624
Groß- und Kleingrabe . . . . . 633 Taf. 36, 1
Großharbach 217
Gr. Keula . . . . . 618, 635 Taf. 36, 8
Gr. Mehler 623
Großmehlra . . . . . 633, 634 Taf. 36, 2
Gr. Peterwitz 9
Gr. Schulzendorf-Jühnsdorf 47
Groß-Sottrum 498, 501, 507
Großvargula 593, 605
Gr. Wandriss 8, 26, 27, 29, 30, 32, 37
Gr. Zöllnig (Schlesien) 408

Seite

Große Mühl 57, 59, 60
Große Ohe 60
Großenbehringen 604
Großer Chum-Berg 57
Großengottern 593
Großer Hirschbergweiher 144
Großer Mühlenberg 362, 363
Großer Plöner See 90
Grube „Alte Hoffnung“ bei Weyer 797
Grube „Laubus“ bei Haintchen . . 797
Grube „Vereinigung“ bei Eisenbach 797, 798
Grünberger Höhenzug 47
Grünbühel bei Chamerau . . . 297, 298
Grünbühl 70
Gründelloch b. Kindelbrück . . . 595, 605
Grund 691
Grundhof 87
Grundsloch 601, 606
Grunow 49
Grussendorf 272, 282
Guben 49
Gunzelhof 622

H

Haci Diab 424
Hackfeld 691
Hämmerer Hieb . . . 355, 361, 362, 366
Hafenberg 71
Hagia Triada 426
Hahnholz 675, 713
Haidelberg 57
Hainich 593, 594, 601, 603, 610
Hainich-Dün-Steilrand 598
Hainich-Westerwald 588
Hainleite 593
Haken, Ziegelei am 704
Halle 589
Hamburg 86, 801, 812
Hansdorf 371
Hanzing 293
Harsdorf 143
Harterode 604
Harzvorland, nördliches 243
Hasental 355
Haslach 60
Hasselbachtal bei Schälk 1
Haunritz 151, 153, 156

Seite

Hausruckviertel 65
Haynau 571
Hecht 607
Hefel 688, 689, 699, 712
Heidenaab, nördlich Göppmannsbühl 142 145, 146, 150—152, 155, 158, 165
Heidenaabtal unterhalb Muckenreuth 135, 136, 150, 155
Heidenberg bei Baritsch . . . 18, 23
Heidingsfeld 213
Heiligenhafen 91
Heiligenhaus, Bahnhof 677, 699
Heilsberg 384, 385, 391, 402, 404
Heinersgrün 756
Heinrichswalde 387
Helbetal 593, 595, 635, 638
Helfenberg 60
Helgoland 93
Hellberg bei Löwenberg 47, 50
Helmsdorf . . . . 596, 605, 620, 631, 632 Taf. 35, 4
Helmstedt 491, 495, 499, 502, 504, 506 508—510
Hemmersheim 217
Hengersberg 65
Hengersberg-Außernzell 60
Hengersberg-Passauer Talzug . . . 60
Herberg . . 677, 681, 682, 698, 699, 712
Herdubreidartögl 265
Hermsdorf 573
Herrmannsdorf 565, 570
Herrnmühle südlich Fuchsendorf . 142
Herzberg i. M. 811
Herzogsacker 383, 388
Heßberg 562
Hettstadter Steige bei Zell 206
Heuberg bei Waldbüttelbrunn . . . 204
Heuthen . . . . . 621, 639 Taf. 37, 6
Heydekrug 374
Hilpertshausen 208
Himbach 642
Hinüber 683
Hirschpertberg 70
Hirtenrangen 355, 361, 366
Hochfichtel-Berg 56, 57
Hochstein 661, 662
Höchberg . . . . . 203—206

Seite

Höfer-Mariaglück 811, 812
Höhe 575 südlich Grub, östlich von Lienlas 135
Höhenrücken des Grünen Berges bis Schmidberges 71
Höhenzug Heidenaab—Berndorf—Oberbruck—Kulmain 149, 163
Hölingen—Beckstedt . . . 489, 495, 501
Höllengraben 575
Höngeda 590
Hönnetal-Bahneinschnitt (Bl. Balve) 44, 472
Hönnetal-Gebiet 457
Hörsel 593
Hösel—Ratingen-Ost, Bahnlinie . . . 651
Hötzelsried westlich Arnbruck . . . 61
Hof (Bayern) 461, 756, 762
Hofern 78
Hofsjökull . . . . . 253, 259, 265—269 Abb. 49—55 zw. S. 268 u. 269
Hohenbrückenberg 24
Hohenfriedeberg 583
Hohensalza 404
Hohenwoos in Mecklenburg 489, 496, 501 503, 506
Hoher Bogen 56, 62, 74, 77
Hoher Dieberg 69
Hohe Tauern 805
Hohlweg Tressau—Kirchenpingarten 144
Holabäk 254
Hollenbach . . . . . 604, 620, 632 Taf. 35, 8
Holzthaleben . . . 588, 603, 622, 623, 635 Taf. 36, 13
Homburg, Kloster 604
Hope 810
Horaždowitz 63
Horsmar . . . . . 596, 619, 631, 632 Taf. 35, 7
Hortwinkel bei Rüdersdorf 52
Hüpstedt . . . . 597, 600, 619, 631, 638 Taf. 37, 1
Hüttener Berge in Schleswig-Holstein 48, 92
Hummelberg 494, 508
Humpfert bei Letmathe . . . 1, 2, 4, 5
Hunderdorf 58, 65
Hvitarvatn . . . Abb. 56, 57 vor S. 269

Seite

I

Iffigheim 208
Ilz . . . . . 57—59, 66
Immenreuth 136, 139, 142, 145, 161, 163
Inn- und Hausruckviertel 75
Innerböhmisches Gebiet 55
„Innerer" Wald 56
Insterburg 374
Isenbügel 670, 672, 698, 701—703, 712, 714 720
Island 249, 250
Itzehoe 96

J

Jägendorf 579, 580
Järischau 25, 28, 30, 36
Järischauer Berg 25
Jagsttal 201
Jakobsdorf 579
Jauer 26, 581
Jenkau 18, 20, 23, 26—29, 36, 567, 568
Jenkauer Berge östlich von Jauer . 564
Jökulsá 254, 255, 265
Johannistal 604
Joksmühle 621
Jonsskard (Jonspass) 266

K

Kaisershagen . . . . 618, 619, 630—632 Taf. 35, 6
Kaitersbach . . . . . 60—62
Kaitersberg 74
Kalkofen bei Neuwirtshaus 165
Kalteneber bei Heiligenstadt . . . 597
Kamp 87
Kanonenberg (Müggelberge) 48, 50, 51
Kanth 9
Kapfenberg südlich von Ebersdorf . 367
Karkeln 388
Kauffung 559, 563, 578
Kefferhausen . . . . . 620, 639 Taf. 37, 5
Kemnath 134, 146, 150, 155, 162, 163, 165 166
Kettwig 650
Keula 603, 635
Kickenau im Angertal . . . 716, 660, 662

Seite

Kidagil 266
Kieler Förde 91
Kieler und Flensburger Förde . . 97
Kiel-Holtenau 94
Kindelbrück 605
Kinsach 57, 58, 62, 77
Kirchbrunnen b. Hallungen 604
Kirchdorf i. W. 60, 77
Kirchenpingarten . . . . 138—141, 166
Kirchenpingarten-Kemnath 132
Kirchenpingarten-Lienlas 136
Kirchheim 210, 213, 215, 217
Kirchrode 309
Kirmsees 145, 152, 156, 162, 164
Kissingen, Bad 202
Kitzingen 208
Kjalvegur 269
Klafferstraß 60
Kleff bei Langenberg 689, 701—704, 710 712
Kleine Mühl 59, 60
Kl. Grabe 623
Kl. Keula 619, 638
Taf. 36, 7
Kl. Michlbach 60
Kl. Mittelberg 355, 359
Kleinrinderfeld . . . 210, 213, 215, 217
Klein-Steinkothen . . 663—666, 697, 698
Klepps bei Loburg 483, 493, 495, 498, 500 502, 503, 505—508, 510
Klinge bei Kottbus 102, 112
Klingengraben bei Zell 203
Klippe 590, 591, 601
Klippe-Schützenberg 598
Knippert 686
Königs-Wusterhausen 48
Köpfelsberg bei Sattelpeilnstein . . 73
Körner 591, 593, 594, 601, 610, 623, 633
Taf. 36, 5
Kötzersdorf 149—153, 155, 156, 158, 163
Kötzting 60, 71, 78, 292
Kohlhöhe, Forsthaus 12, 28
Koischwitz 36
Kolbermoor 274
Kolbnitz 12, 559—566, 568, 570, 572, 574 bis 576, 578, 580, 583
Kowno 408
Krakau 706
Kranichberge bei Rüdersdorf . . . 52

Seite

Krautheim 207, 208
Krauttal 638
Krehwinkel 684, 685
Krems 64
Krensheim 210, 213, 217
Kreuzbach 71
Kreuzebra 620, 639
Taf. 37, 4
Kringilsá 259
Krüdenscheid 693, 704
Krugau 49
Kubany 56, 57
Küllstedt . . 596, 603, 604, 621, 640, 641
Taf. 38, 2
Kuhlendahl . . . . . 691, 693, 701—703
Kuhnauer Berg 24
Kuhnern 26
Kulmain 145, 146, 150—154, 157, 158, 161 163, 166
Kulmain-O 158
Kulmain-Kemnath 166
Kulmain-Zinst 149, 159
Kulmbach 133, 143
Kunitz 9
Kverká 259, 260, 263
Kverkfjöll, Vulkangruppe . . . 250, 251

L

Laasen bei Saalfeld 361, 364, 365, 367
Labiau 374, 384, 396, 402
Lakaberg 56
Lallinger Winkel 58, 62
Lam 64, 294
Lamberg 70
Landsberg . . . . . 47—49
Langdorf 60
Langenbielau 305
Langenfelde 85
Langengefäll, nördlich Kirmsees 142, 161
Langenhorster Weg 686
Langenreut 150
Langenreut-Berndorf 151
Langensalza 590, 592, 596, 599, 601, 603 604, 608
Langhellwigsdorf 567
Langjökull 253, 265, 270
Abb. 56 vor S. 269

Seite

Langula 622, 642
Taf. 38, 6
Lasdehnen 378
Laupe 674, 699
Lecker Berg 56, 57
Lederdorn 60, 302
Lehdeborn bei Langula 603
Lehmgrube, Vorwerk, östlich Beeskow 53
Lehrte 809
Leibeck 670
Leiper Berge 18, 28
Leitzkau 811
Lenau . . . . . 135—137, 139, 163
Lengefeld 620, 632, 633
Taf. 35, 5
Lengefelder Warte 620
Lengelshof 663
Lerchenberg . . . . . 355, 359, 361—363
Letmathe 1
Lichtenberg 57
Liebenau 37, 49
Liebenthal 21
Liebenwerda, Moorbad 794
Liegnitz 30
Liegnitz-Jauer 3
Lienlas 135
Liep bei Königsberg 385
Lieth bei Elmshorn 35
Lindelbach 215, 217
Lindflur 217
Linz 55, 57, 59, 65, 66
Lobris 8, 12, 20—24, 26, 27, 564, 567
568
Loch 690
Lochmühle b. Körner . . 605, 633—635
Löwenberg 46
Loh 693, 694
Lohbach 693
Ludenborn b. Hallungen 604
Lübeck 812, 813
Lübecker Bucht 91
Lüneburg 502, 801
Lüneburger Heide 272, 282
Luhnetal 591, 599, 632
Lusche, Vorwerk, bei Unruhstadt . 53
Lusen 56, 76
Luttertal bei Gr. Bartloff . . 593, 641
Lyk 374

Seite

M

Mädelhofen 206
Mahlborn b. Hallungen 604
Mainfranken 232, 243, 244
Main—Naab-Wasserscheide 134
Mais und Mooshof westlich Bodenmais 61
Malówka—Murajewnja 708
Mankelwitz 3, 34
Marienberg südlich Krugau (zwischen Beeskow und Lübben) 53
Marktbreit 208, 210, 213
Marktredwitz 137
Marokko 708
Marsberg bei Randersacker . . 206, 211
Marxdorf 3, 24
Meldsern in Kurland 374
Memel 402, 416, 803
Menach 57, 62, 77
Menteroda 622, 634, 635
Taf. 36, 9
Mertschütz 18, 26, 27, 564
Merzdorf, nordwestlich Krossen 22, 28
52
Michelsneukirchen 72
Michlbach 57, 60
Mihla-Weidensee 597
Miltach 61, 70, 71, 292, 293, 298
Miltach-Blaibacher Tal 70
Mirker Bach 695
Mississippibecken 709
Mittelbrunnen b. Langensalza . . . 604
Mittelmühle von Lobris 13, 21
Mitterfels-Konzell 57
Mödrudalur 251, 254, 255, 265
Möllenberg bei Neu-Mühle (Niederlehme) 51
Mörschelwitz 24
Moisdorf 566, 570, 573, 574, 579, 581, 582
Moldau 57, 60, 63, 77
Montagne Noire 472
Mooshof 77
Müden 812
Müggelberge 47, 48
Mühlhausen 590—592, 601, 603, 604, 609
624, 626—629, 642
Mühlviertel 60
Müllerbaum 674, 698, 721, 722
Mülverstädt 593, 604, 610
Müncheberg 47, 48

Seite

Müncheberg-Fürstenwalde 47
Münster 57, 75
Müschenau 662, 663
Muskau 48, 49
Myri 266
Myvatn 254

N

Naab 59, 162
Nabburg 59
Nägelstädt 593
Nazza 593
Neleshof 691, 693
Nemonien 374
Neu-Braunschweig (Südost-Kanada) 780, 781
Neuburger Wald 57, 66
Neudorf 47
Neudorf, nordöstlich Bomst 53
Neuern 63
Neuern-Klattau 69
Neuhaus 620, 621, 640
Neukirchen b. hl. Bl. . . . 60, 64, 292
Neumark 64
Neumünster 85
Neusollstedt 637
Neustadt 91
Niederdorla . . . . . 622, 642 Taf. 38, 6
Nieder-Hertwigswaldau 8
Niederlehme 47
Nieder- und Oberselters 797
Niederorschel 603, 637
Niederprausnitz 560
Niederrunding 302
Nikolstadt 30, 37, 38
Nimmersath 567, 580
Nimmersatt 413
Nischni Schansi bei Kowno 416
Nöda-Vieselbach 596
Nordkorea 780
Nordschottland 783
Nordsee 813
Nordstrand 94
Nottberg 668
Notter 633, 634
Nottermühle 634
Nowaja Semlja 708

Seite

O

Oberbruck 145, 146, 154, 166
Oberdorla . 593, 601—604, 621, 622, 642 Taf. 38, 6
Oberdorla, Dittelhain 622
Oberdorla, Erdfall 621
Oberdorla, Kainspring 622
Oberfranken 143
Obergebra 637
Oberlausitz 780
Obermehler . . . . . 623, 633, 634 Taf. 36, 2
Obernbreit 207, 208
Oberndorf 158, 165, 166
Ober-Neundorf, nördlich Görlitz . . 770
Oberpfälzer Wald 55, 59, 69
Ober-Plan 57
Oberpombsen 575
Oberrappendorf, Bl. Neukirchen . . 297
Ober-Schmottseifen 21
Obervolkach 208
Obratal 47
Ochsenfurt 215, 217
Odádarhaun („Missetäterwüste“) . . 266
Oese nördlich Hemer 1, 3
Oesetal bei Hemer 1
Öskju-Op 265
Öxnadal 254
Ohio 709
Oldau-Hambühren 811
Oldenburg 91
Oldensworth 85
Oldershäuschen . . . . . 667—669
Oldesloe, Bad 85
Oppershausen . . . . . 588, 622, 642 Taf. 38, 6
Orijärvi in Finnland 343
Ortenburg-Vilshofen 65
Osser 56
Ostfriesland 813
Ostgrönland 783
Ostharz 194
Ostpreußen 371, 803

P

Papenhof 691
Papiermühle 659, 660
Passau 59, 60, 65, 66, 68

Seite

Passauer Wald 56, 66, 77
Peine 801
Pemfling 60
Pennsylvanien 709
Perlbach 70
Peterswalde 374
Pfaffenrode 608
Pfahl 60, 69, 74
Phoeben bei Werder (Mark) 101, 121
Pietzpuhl 493, 494, 498, 500, 502, 503 505—510
Pillgram 52
Pilsen 74
Pirna 795
Pitschenberg 8, 11, 26, 28, 30
Plansker Wald 57
„Platte, auf der“ 71
Plauen i. V. 756, 762
Pleinting (bei Vilshofen) . . . 55, 66
Plößberg 135
Pösing 61
Pöthen 600, 605, 623, 634
Pohlwitz 37
Poischwitz 560, 579
Polen 781, 783
Polnisches Mittelgebirge 780
Pombsen 563, 575
Popilany 395, 398
Poppenrode 596, 601, 605, 608, 609, 627 628, 642
Posenbrück—Bergvorwerk bei Bomst 53
Prinz-Wilhelm-Grube nordöstlich von Velbert 649, 689
Pröller 73, 74
Profen 22
Pulling 71
Purmallen 416
Pyrenäen 472, 706

Q

Quickborn 85

R

Raabenberg 25, 28
Rachel 56
Ragnit 378
Rahmbach nördlich Waldstedt . . . 604

Seite

Ramsenthal, nördlich Bayreuth . . . 143
Randersacker . . 210, 211, 213, 215, 217
Rastenburg 374
Ratingen 650, 651, 697—699, 701—703, 720
Ratingen-Heiligenhaus 685
Ratingen-Velbert 708
Rauener Berge bei Fürstenwalde . 51
Ravensberg bei Veitshöchheim . . 202
Regen . . . . . 57—61, 64, 67, 68
Regengebirge 72, 73, 75, 76
Regensburg 55, 58, 59, 65, 66
Regenstauf 55, 59
Regental 69, 70
Regnitzlosau 461
Rehberge bei Biesenthal 47
Rehberge nördlich Rüdnitz 50
Rehungen . . . . . 600, 624, 636 Taf. 36, 10
Reichenberg 213
Reichwaldau 572, 578
Reifenstein 595, 603
Reiser 590, 591, 593, 596, 597, 605, 618 630—632
Reiserhart bei Rottenbauer 204
Reislas 142
Reitenberg 62
Remplin in Mecklenburg 390
Rendsburg 96
Reschwasser 60
Reykjavik 253, 270
Richrath . . . . . 701—703
Riedeln 77
Riedenheim 215
Riedersfurth 71
Riemke 43
Riescheid 693
Riesinger Berg 590
Rimbach 60
Rimpar 206
Rinchnach 58, 62
Ringmühle bei Altengottern . . 591, 604
Ritterberge bei Striegau . . . 23, 25
Rittershausen 215, 217
Rittsteig 77
Rodersberg östlich Bayreuth . . . 157
Roding 67, 68, 73, 74
Röthgrund 361
Röttelsee 604
Röttingen 215

Seite

Rötz 59
Rogau-Rosenau 25
Rohrquell bei Rothbach 9
Rosenau 8, 28, 34
Rosenberg bei Schwarzenau 208
Roßbergmassiv zwischen Miltach und Chamerau 70, 295, 302
Roßdelle 674, 698, 699, 718
Rotbach 61
Rote Haar 70
Roter Berg bei Nikolstadt 37
Rothenburg 215
Rothenhof 158, 159
Rothof 213, 215
Rothwaltersdorf 763
Rottenbauer . . . . . 210—212, 215, 217
Rottendorf 215, 217
Rubřina 64
Rudloffkrater 265, 266
Rüdersdorf 47
Rüdigershagen . . . . 603, 624, 636—638 Taf. 37, 2
Rüdnitz südlich von Biesenthal 47, 48, 50
Ruhla — Geschling — Fluß . . . 593
Runding 60, 294
Ruppichteroth 176
Rupprechtshausen 208
Ruß 383
Ruthen 673, 698

S

Saale 592
Saalfeld 353, 354, 360, 364, 618, 632, 634 Taf. 36, 6
Sachsenburger Pforte 590, 593
Salzgitter 811
Salzwedel 811
Samland 385, 604
Sanderwald 12
Sattelkopf bei Haus Anger 716
Sattelpeilnstein 56
Saudá 259
Sauerland 710
Saugrund bei Reifenstein 603
Schachendorf 61
Scharpenhaus 676, 687, 699, 701—703, 712
Schenkenberg 47, 49

Seite

Schenkenschloß 204
Scherenbostel 809
Schieferberg bei Gr. Wandriß . 18, 33
Schildbach bei Lengefeld 602, 603, 632
Schilfberg bei Seichau 565
Schleswig-Holstein 84, 87, 90, 93—95, 812 813
Schlingensiepen 695
Schlößchen b. Waldfrieden 604
Schlotheim 605, 633
Schmalenhof . . . . . 691—693
Schmerlebach 633
Schmetterslohe 142, 143
Schnackenbühl bei Kirchenpingarten 139, 142
Schöllnach 56
Schönau 563, 578
Schönbuchen-Reitenstein 62
Schönfeld 23, 24
Schönferchen 69
Schönstedt 601, 603, 604, 629
Schopperfeld 684, 685, 713
Schubin (Posen) 408
Schützenberg 590
Schurk 693, 713
Schwabenholz 78
Schwagenscheidt 694
Schwandorf 59
Schwansen 92
Schwarzach 61, 67
Schwarzenbek 811
Schwarzes Regental . . . 60, 61, 63, 71
Schwarzkoppe 68
Schwarzrode 34
Schwiebus 49
Seebach 590
Seedorf-Jühnsdorf, Bahnhof 52
Seewand 56
Segeberg 85
Segnitz 210
Seichau . . . . . 570, 573—575, 581, 583
Seichau, Burgberg bei 560, 564, 567, 575 578
Seichau, Kalkhaus bei 564
Seichau-Willmannsdorf 565
Seiler nördlich Iserlohn (Westfalen) 706
Selbeck 669
Seltsi Izvor 516
Shropshire (England) 780

Seite

Sibirien (südwestlich Jakutsk) . . 780
Silberberg von Bodenmais 346
Silberhausen 620, 632, 639
Taf. 37, 3
Sizilien 448
Skjálfandafljot 266
„Skridjökull" (Schreitgletscher) . . 267
Sliven 514
Snaefell 251, 255, 260
Sollstedt . . . . 600, 619, 632, 636—639
Taf. 36, 7
Sommerhausen 210, 215, 220
Somohole, Timor 439, 440
Sondern 689
Sondershausen 591
Sondert 666, 698
Soonwald 194
Sophiental 162
Spechtstein 355
Spichra 594
Spittelbrunnen 621
Spitzberg 18, 37
Sprengetal 637
Sprung . . . . . 694, 701—704, 712, 713
Spudlow 49
Stade 35
Stadtwalde 603
Stallwang 59
Stallwanger Tal 73
Stegenthumbach bei Eschenbach (Obpf.) 144
Steimke bei Syke 489
Steinach 58, 65, 162, 364, 765
Steinach und Sonneberg 140
Steinachtal 213
Steinberg, zwischen Berndorf und Jahnsfeld 19, 37
Steinkothen 662, 666, 698, 711
Steinloch . . . . . 684, 701—703, 712
Stellmoor . . . . . 274—278
Stendal 811
Sternspitze 57
Stockheim 74
Straße Frickenhausen—Segnitz . . . 204
Straße Fuchsendorf—Immenreuth . . 138
Straße Kirchenpingarten—Immenreuth 139
Straße Prosselsheim—Dettelbach . . 208
Straße Versbach bis Gramschatz . . 208
Straße Weidenberg—Kirchenpingarten 141

Seite

Straßengabel Kulmain-N. 150, 151
Straßenkreuzung Zeubelried—Frickenhausen 204
Straubing 65, 66
Streitberg 29
Striegau 7, 25
Struck 675
Struth 621, 641
Sudeten 570
Sudetenvorland 559, 560, 564, 567, 568 570, 572
Südmarokko 780
Südural 424
Sülzenberg bei Langensalza 590, 598, 601

T

Tabarz 591
Talassic Alatau 703
Tambach 591
Taubertal bei Rothenburg 201
Taunus 194
Tauritzmühle 145, 146, 163, 165
Tauroggen 391, 402, 408
Taurus 707
Teichberg südwestlich von Seichau 564
Teisnach 58, 61, 62, 77
Tennstädt 591, 595
Tentschel 9
Teufelskanzel südlich von Seichau . 562
Teutoburger Wald 243
Thalburg . . . . . 698, 672—674
Thamsbrück 600, 603
Thening 305
Thenried 60
Thjorsá 268
Thüringen 243, 244, 589
Tiefenlohe westlich Immenreuth . . 139
Tiefenstockheim 208
Tiefental 604
Tiefental- und Altberg 70
Tillenbrunn 579
Tilsit 371, 378, 384, 391, 402, 416
Timor 448
Tönisheide 693
Tönning 87
Trailbach 59
Traitsching-Loifling 59
Treffelstein 59

Seite

Tressau 145, 151, 157, 164
Tröllakirkja 254
Trogenau 431
Tschinschwitzer Berge 18, 20
Twistringen 489, 498, 501, 503, 506, 509
Twistringen-Beckstedt 501, 502

U

Überkehr 461
Ülzen 811
Uffenheim 207
Unstrut 590—594, 598, 601, 627, 628, 631 639
Unterberg an der Straße Kötzting—Bodenmais 302
Unterfranken 143
Unterleupoldsberg im Wilden Rodachtal 461
Unter- und Oberdürrbach 203
Unterwappenöst . . . 154, 158, 160, 164
Urbach 623, 634
Taf. 36, 4
Urspringen i. d. Rhön 202
Utterode 610, 624, 637

V

Vatnajökull . . . . . 249—253, 255
Vatnsdalur 254
Veitshöchheim 204, 206
Velbert 650, 685, 695, 699
Venediger, südlicher 805
Verbachtal bei Niederstetten . . . 201
Vereinigte Staaten von Nordamerika 708
Vididalur 255
Vidiker 254, 266
Vidimyri 254
Viechtach 61, 293
Viehau 8, 11, 28
Viehwegberg bei Jägendorf 566
Vilshofen 65
Vogelsang 675
Vogelsangbachtal 674, 684, 685
Volkach 208
Volkenroda 600, 623, 634
Taf. 36, 3
Vollenborn 624, 636
Taf. 36, 12

Seite

W

Wachstedt 621, 640, 641
Taf. 38, 1
Wachtelberg bei Kürnach 204, 206, 208
Wässerndorf 207, 208
Wagrien 85, 91
Wahlstatt 9, 37
Waizenreuth 141
Waldbüttelbrunn 206
Waldenburger Gebiet 807
Waldhof-Tilsit, Zellstoffabrik . . . 371
Wallern 63
Wandsbek 87
Wapienno 371
Wapno 371
Wartberg bei Gransee 47
Wassel bei Hannover 102, 110
Wasserfall . . . 686, 687, 701—703, 712
Wasserthaleben nordwestlich Greußen 597
Weberstedt 597
Wegscheid 66
Wehlau 374
Weidelache 13, 20, 23
Weiden 59, 74
Weidenberg 134, 137, 138, 140, 143, 144 152
Weidensee 621, 642
Weidenwerder . . . . . 20, 26—29
Weinberg 355, 357, 359, 361—363, 365, 366 607
„Weiße Kühe“ am Zobten 36
Weißenleipe (Bl. Kuhnern) 18
Weißer Regen 60, 62, 64, 71, 77
Welkersdorf 21
Wels 65
Wendewehr 591, 598
Wenzelsmühle zwischen Obervolkach und Krautheim 202
Wepritz 48
Werntal 206
Werra 593
Wesergebirge 243
Westhausen 598
Weyerbusch 176
Wiedenhof 661
Wiesenmühle, nördlich Lobris . . . 28
Wildenburg 688
„Wilde Ranna“ 66
Willmannsdorf 564, 567, 570, 575, 582

Seite

Willmannsdorfer Hochberg 567
Wilschenbrook bei Lüneburg . . . 489
Windeberg . . . 596, 605, 618, 632, 634 Taf. 36, 6
Windmühlenberg südlich Jühnsdorf bei Zossen 51
Winklarn 59
Winterhausen 215
Wipper 593, 636, 637
Wirbenz . . . . 152, 153, 156—159, 163 165
Wittigbachtal 213
Wochenberg 359
Wölsting bei Chamerau 298, 307
Wollinka 64
Woltrup 495, 499, 506
Woltrup-Ankum 493
Worbis 598, 643
Wordenbeck 650
Wottawa 57, 59, 64
Würchwitz 30
Württemberg 243, 244
Würzburg . . 202, 203, 207, 238, 240, 243
Wüster-Bach 631
Wunsiedel 139, 150
Wunsiedel—Marktredwitz, Straßengabelung 146
Wuppertal 649

Seite

Z

Zadelsdorf bei Zeulenroda . . 461, 462
Zandt 61, 69, 70
Zandt-Schachendorf 70
Zaunröden . . . . . 619, 632, 633 Taf. 36, 11
Zell 204, 205
Zella . . . . . 597, 619, 620, 631, 632 Taf. 35, 7
Zella östlich Lengenfeld u. St., Kloster 603
Zellertal, Bahnhof 71
Zenkenlohe bei Tressau 146, 155, 163, 165
Zernikow 50
Zeubelried 210
Ziegelhütte, östlich Immenreuth 142, 144
Zielenzig 48, 49
Zifling 302
Zifling-Runding 293
Zinst . . . . . 152, 154—158, 166
Zinzenzell 72, 73
Zippenhaus 693
Zobten 3, 28
Zobten-Ströbel 25
Züllichau 48
Zuschneide 279
Zweiflau 137
Zwiesel 61

c) Fossilregister

Die Zahlen der Seiten mit Abbildungen sind fett gedruckt

Seite

A

Abies-Pollen 373
Abwurfstange, linke 105
Acanthoclema ? cavernosa Nekh. . 655
Acrocanites multilobatus (Schdwf.) 463, 468, 469, **470** Taf. 17, 1, 2
Acrothele sp. 776
Actinocamax quadratus 383
Adrianites Gemm. . . . . 435—437, 441
Adrianitidae 437
Aenigmatophyllum nov. gen. . . 520, 521
Aenigmatophyllum bipinnatum Friedrich sp. **517**, 520, 522
Aenigmatophyllum gothani (Krestew) Hartung-Gothan . **515**, 520, 521, 524 Taf. 24
Aenigmatophyllum ungeri n. sp. 517, 520 521
Agathiceras Gemm. 428, 435—437, 448 449
Agathiceras frechi Böse 448
Agathiceras suessi Gemm. 448
Agathiceras sundaicum Han. . . . 448
Agathiceratidae . . . . . 435—437, 445
Alleynia 356
Alnus 276, 373
Ambocoelia 722
Ambocoelia (Crurithyris) urii (Flem.) 650—652, 655, 662—664, 671, 673, 674 676, 677, 683—690, 692—695, 704
Ammonites sp. div. 401
Amplexus liliiformis n. sp. . . . . 362 Taf. 14, 13—14
Anarcestes 435, 436
Anoplophora brevis 208
Anoplophora lettica 208
Arcestes 450
Arcestidae 450, 451

Seite

Arthroacantha hystrix (Phill.) . . 658
Asplenium diforme 521
Astarte pulla A. Roem. . . . 395, 399
Astarte vallisneriana King. 415
Asterigerina gürichi Fr. . . . . 506 Taf. 21, 24; Taf. 22, 22
Asteroxylon 764, 766
Athyris 722
Athyris concentrica (Buch) . . 668, 689
Athyris davidsoni Rig. 650
Augsprossen . . . 103, 109, 110, 112, 117
Aulopora 366
Avicula sp. 666
Aviculopecten ? auritus (Whidb.) 669, 675, 681, 684
Aviculopecten (Girtypecten) austeni (Roem.) . . 671, 672, 676, 677, 684, 689
Aviculopecten (Aviculopecten) nexilis (Sow.) 655, 687, 689
Aviculopecten (Newellia) rudolphi Paul 655, 687
Aviculopecten (Aviculopecten) spinosus Paul 654—656, 666, 668, 671, 675 678—680
Aviculopecten (Aviculopecten) transversus (Sow.) 654, 658, 666, 671, 672 676, 681, 687, 688
Avonia sp. 659, 664, 693, 713, 722
Avonia concentrica n. sp. 671, 687, 713 714
Avonia concentrica var. *parva* n. var. 713
Avonia concentrica var. *platus* n. var. 713
„*Avonia* sp. 2 aff. *davidsoni*“ Pck. 692
Avonia drevermanni Pck. . . . 687, 694
Avonia praelonga (Sow.) 653—656, 664 666, 671, 674, 675, 677, 683—686 688—690, 692, 694, 700, 706—708
Avonia sp. aff. *praelonga* (Sow.) . . 687
Avonia praelonga var. *bergica* n. var. 687, 689, 690, 694

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Seite

Avonia praelonga var. *parva* n. var. 684, 685, 693, 694
Avonia praelonga var. nov. *platus* . 675
Avonia schmidti Pck. 653, 687, 689, 690 695, 701, 704
Avonia suprafamenniensis (Jarosz) (= *Avonia praelonga* var.) . . . 707

B

Bairdia pirus 208
Barrandeophyllum 356
Baryphyllum 357
Baumbirke 277
Baylea sp. . . . . 759 Taf. 49, 1 a, 1 b
Baylea leveilli de Kon. 654
Baylea simplex de Kon. 760
Belemnitella mucronata . . . 382—384
Bellerophon alutaceus 759
Bellerophon tuberculatus d'Orb. . . 758
Betula 373
Betula nana 274, 275, 277
Betula pubescens 275
Betula tortuosa 275
Betula verrucosa 275
Betula-Holz und -Rinde 273
Bigenerina nodosaria (agglutinans) d'Orb. . . . . Taf. 23, 13
Blosenbergia 766
Blosenbergia gallwitziana n. g., n. sp. 763 Taf. 49, 9—19
Bohrschwamm (Clionid) 226
Bolivina draco Marss. 376, 377
„*Brachymetopus* n. sp." Drevermann 1902 687
Brachythyrina n. g., n. sp. Fred. . . 707
Bradyina nautiliformis Möller . . 656
Bradyina sp. aff. *rotula* Eichw. . . 656
Buche 281
Bulimina buchiana d'Orb. . . . . 503 Taf. 21, 15; Taf. 22, 14
Bulimina pupoides d'Orb. 503
Buxtonia sp. 687, 722
Buxtonia nigra (Goss. em. Dehée) 653 654, 658, 671, 676, 684, 687, 693, 700, 702
Buxtonia nigra, Übergangsform zur var. *bassa* (Vaugh.) 655, 656

Seite

C

Callipteridium 521
Callipteridium gothani Krestew . . 513
Callipteridium trigonum F. Franke 513
Callixylon 667
Callixylon henkei 767
Calluna vulgaris 272, 281
Camarotoechia cf. *tuta* (Miller) . . 708
Capulus cf. *galeroides* Clarke . . 762 Taf. 49, 8
Capulus oehlerti Kon. 654
Capulus rectus Ryckh. 672
Cardioconchae Beushausen 42
Carex-Nüßchen 273
Carex-Wurzel 273
Carpinus 373
Ceratit, aberranter . . . . . 241 Taf. 8, 3, 4
Ceratiten, Schale 220
Ceratiten, Skulptur 223
Ceratites alticella n. sp. . . . . 238 Taf. 6, 3, 3 a
Ceratites atavus 201, 223
Ceratites compressus 204, 221, 223, 232 244
Ceratites dorsoplanus 212, 221, 236, 238 239
Ceratites dorsoplanus forma *glaber* 237
Ceratites dorsoplanus forma *ornatus* 237
Ceratites elegans n. sp. . . . . 239 Taf. 7, 1, 2
Ceratites enodis 236
Ceratites enodis forma *glaber* 205, 232 236; Taf. 6, 2
Ceratites enodis forma *ornatus* 236, 237 Taf. 6, 4
Ceratites evolutus 205
Ceratites intermedius 238, 239
Ceratites levalloisi 226, 236, 237
Ceratites levalloisi forma *glaber* 236, 237
Ceratites levalloisi forma *ornatus* . 236
Ceratites münsteri 205
Ceratites nodosus 206, 221, 232
Ceratites nodosus gibber nov. var. 231 240, 241; Taf. 7, 3, 4
Ceratites nodosus var. *maior* 240, 241 Taf. 8, 1, 2
Ceratites nodosus nodosus . . 240, 241

Seite

Ceratites pinguis n. sp. . 201, 237, 238
Taf. 6, 1, 1 a
Ceratites postspinosus 205
Ceratites praespinosus 205, 242
Ceratites primitivus . 201, 223, 237, 238
Ceratites robustus 238, 244
Ceratites semipartitus . . 212, 221, 236
Ceratites semipartitus forma *glaber* 237
Ceratites semipartitus forma *ornatus* 237
Ceratites spinosus . . 205, 223, 232, 244
Ceratotheca roemeri KOENEN . . . 654
Cerviden, plesiometacarpale (*Elaphus, Dama, Axis, Rusa, Rucervus, Cariacus*) 119
Cervus (eurvceros) italiae 121
Chaenocardiola marsica H. SCHMIDT 43, 44
Characeen 409
Characeen-Früchte 406
Cheiloceras 435, 436, 458
Chilostomella zylindrica RSS. . . . 500
Taf. 19, 12
Chonetes s. str. 722
Chonetes n. sp. FRED. 707
Chonetes cf. *elegans* KON. 707
Chonetes hemisphaericus mut. *ruthena* FRED. 707
Chonetes illinoisiensis WORTHEN . . 707
Chonetes cf. *interstriatus* DAV. . . 707
Chonetes kruglovi FRED. 707
Chonetes kynokensis FRED. 707
Chonetes laguessianus KON. 673, 684, 687 bis 690, 693, 694, 707
Chonetes laguessianus var. *angusta* PCK. 658, 671—673, 676, 677, 684, 686 687, 692, 694, 695
Chonetes laguessianus var. *perlata* M'COY 707
Chonetes laguessianus var. *tschusowiensis* FRED. 707
Chonetes kayserianus GALLW. 692, 693
Chonetes longispinus ROEM. 693
Chonetes missouriensis WELLER . . 707
Chonetes sp. cf. *ottonis* SEMENOW . 707
Chonetes ornatus SHUMARD var. . 707
Chonetes perlata M'COY 666, 667
Chonetes praeuralicus FRED. . . . 707

Seite

Chonetes ratingensis GALLW. 650, 651, 653—655, 659, 665, 669, 671, 673, 675 678, 684, 686, 687, 690, 692—695
Chonetes sp. aff. *variolatus* D'ORB. 688
„*Chonetes* n. sp. aff. *variolatus*" GALLW. . . . . 653—655, 690, 693
Cladochonus sp. 365, 366
Taf. 14, 1
Cladochonus schlüteri 366
Clathrodictyon sp. 674, 721
Clathrodictyon aquisgranense DANTZ 652 653, 720, 721
Clathrodictyon ratingense n. sp. 655, 721 722; Taf. 41, 6, 6 a
Cleiothyris 722
Cleiothyris royssii (LÉV.) 650—655, 661 662, 665, 666, 669, 671, 672, 678, 681 bis 684, 687, 690, 694, 707
Cleiothyris cf. *royssii* (LÉV.) . . . 689
Clymenien 670
Coilopoceras HYATT 449
Combophyllum sp. 363
Combophyllum (Microcyclus?) asteriscus n. sp. 356
Taf. 14, 2
Combophyllum germanicum FRECH . 357
Combophyllum osismorum E. & H. . 357
Composita cf. *expansa* (PHILL.) . . 707
Composita globulina (KON.) 707
Composita cf. *gregaria* (M'COY) . . 707
Composita cf. *megala* TOLM. . . . 707
Composita puschiana (VERN.) . . . 707
Composita cf. *rotunda* (KON.) . . . 707
Composita cf. *subpiriformis* (SEM. et MÖLLER) 707
Composita uralica FRED. 707
Comptonia (Myrica) asplenifolia RICH. 518
Comptonites 520
Comptonites antiquus NILSSON . 518, 519
Conchostraken 776
Conocardium sp. 666
Corbicula fluminalis 590
Corbula dubia 212
Cornuspira involvens RSS. 493
Corylus 276, 373
Crania sp. 665, 687
Crania trigonalis M'COY (KAYSER 1882) 688
Cravenoceras 434
Cribrostomum sp. 656

Seite

Cristellaria beyrichi Born. 481
Taf. 19, 2
Cristellaria cf. *bronni* Reuss . . . 394
Cristellaria calcar d'Orb. 491
Taf. 22, 3
Cristellaria cultrata d'Orb. 491
Taf. 22, 1
Cristellaria echinata d'Orb. 487
Taf. 21, 1
Cristellaria excisa Born. 488
Taf. 21, 6
Cristellaria harpa Reuss 398
Cristellaria hauerina d'Orb. 482
Taf. 19, 8
Cristellaria imperatoria d'Orb. Taf. 22, 4
Cristellaria inornata d'Orb. 491
Taf. 23, 2
Cristellaria nitida Rss. 484
Taf. 20, 3
Cristellaria prominula Rss. 478
Taf. 18, 2—3
Cristellarien vom *rotulata*-Typ . . . 394
Cristellaria simplex d'Orb. 490
Cristellaria spectabilis Rss. 481
Taf. 19, 1
Cristellaria tangentialis Rss. . 482, 484
Taf. 19, 3; Taf. 20, 1, 2
Cristellaria umbonata Rss. . . 479, 490
Taf. 18, 4; Taf. 22, 2
Ctenodonta lirata (Phill.) 654, 658, 673
676, 684, 689
Ctenodonta sinuosa (Ryckh.) . . . 658
Ctenodonta whidbornei Paul 653, 671, 684
Ctenopteris 522
Ctenopteris cycadea 522
Culmicrinus ? singulocirrus
W. E. Schm. 658
Cyathaxonia 358, 461
Cyathoclisia 461
Cycloceras lateseptatum Schdwf. . 462
Taf. 16, 3
Cyclolobidae v. Zittel . . 447—449, 451
Cyclolobus Waag. 446, 449
„Cyclostigma" dasyphyllum n. sp. 765
Cyperaceen 373
Cyperaceen-Pollen 274
Cypricardinia bistriata (Portl.) . . 653
Cyrtina ? sp. 666
Cyrtoclymenia angustis-pʻata (Mstr.) 697

Seite

Cyrtospirifer 648, 722
Cyrtospirifer julii (Dehée) 648, 655, 658
660, 664, 671, 689, 700, 702
Cyrtospirifer verneuili (Murch.) 637, 648
650, 653—656, 658, 659, 661—664, 666
668—671, 678—683, 685, 686, 688—693
700, 706, 707
Cyrtospirifer verneuili var. 650
Cyrtospirifer verneuili var. *tenti-*
culum (Vern.) 650, 653, 654, 663, 668
671, 675, 680, 683, 689, 706
Cyrtosymbole (Waribole) sp. . . . 697
Cyrtosymbole (Waribole) octofera
R. & E. Richter 710
Cyrtosymbole sulcata n. sp. . 689, 710
Taf. 39, 2
Cytherella reniformis Bosquet . 375, 377

D

Dadoxylon sp. 395, 401
Dalmanella 722
Dalmanella bergica (Kays.) 653, 654, 656
661—663, 665, 669—671, 673, 677, 678
682—694, 700
Dalmanella interlineata (Sow.) 650, 653
656, 662, 663, 665, 671—673, 676—678
684, 686, 688, 693, 700
Dalmanella ? pauciplicata (Gruene-
berg) 673
Dalmanella whidbornei Gallw. 672, 673
690, 693
Daviesiella-Arten 461
Dentalina proteus Rss. 493
Taf. 18, 15
Dentalium cfr. *subanceps* Trautsch. . 400
Derbyia 722
Derbyia depressa Demanet 719
Derbyia gigantea Thomas 719
Derbyia kayseri Gallw. 655, 672, 675,
684, 719, 720
Derbyia montana n. sp. 720
Taf. 39, 3
Derbyia steinhagei n. sp. . . . 656, 718
Taf. 39, 4—7
Dichocrinus cf. *expansus* Kon. &
le Hon 672
Dicroidium 522
Dielasma cf. *gilligense* (Dav.) . . 708

Seite

Dielasma hastata var. *waschkurica* Fred. 708
Dielasma insigne Kon. 708
Dimeroceras Hyatt 439
Diphyphyllum 355, 356
Diphyphyllum retinens Maurer . . 355
Diphyphyllum symmetricum Frech . 355
Discina discoides 226
Ditrema flavum 273
Dualina costulata (Mstr.) 42

E

Edmondia regularis Paul 655
Eiche 279, 280
Empetrum nigrum 277, 278, 281
Enantiostreon complicatum 212
Encrinus liliiformis 202
Endothyra sp. 655
Endothyra parva Möller 656
Eodiscus speciosus (Ford) . . 770, 776
Taf. 51, 12
Epadrianites Schdwf. 436, 439, 441, 442
Epadrianites timorensis (Boehm) . 438
Epistomina mosquensis Uhlig . 394, 398
Epistomina partschiana d'Orb. . . 507
Taf. 20, 23; Taf. 22, 20
Epistomina stelligera Reuss . 394, 398
Epiwocklumeria 457
Erica tetralix 272
Ericaceen 273
Eriophorum 273
Eriophorum vaginatum-Molinia coerulea-Bulten 272
Erle 279, 280
Espe 275, 277
Estheria albertii Voltz . 405—407, 409
Estheria minuta 208
Euchondria beushauseni Drev. . . . 689
Euchondria vera Drev. 641, 653—655, 658
672—674, 676, 677, 679, 684, 687
Eudoxina danaica Fred. 707
Eudoxina inflata Fred. 707
Eudoxina kynensis Fred. 707
Eudoxina media Leb. em. Fred. . . 707
Euomphalus sp. 653, 654, 662, 670, 681
683, 693
Euomphalus cf. *latus* Hall . . 666, 689

Seite

F

Farnsporen 373
Favosites cristatus 364
Fenestella sp. 651, 659, 661—663, 665, 667
bis 669, 672, 675, 677, 678, 681, 682
684, 685, 688, 690—693
Fenestella cf. *longa* Nekh. . . 655, 671
Fenestella paeckelmanni Nekh. 675, 680
687
Fenestella sp. Gruppe d. *F. quadrulla* Nekh. 656, 671
Fenestella cf. *rudis* Ulr. 654, 656, 671
675, 680
Fenestella sp. aff. *triserialis* Ulr. 675
Fichte 281
Fische 219
Fischschuppen 205, 208, 212
Fischzähnchen 205, 208, 212
Flabellina elliptica Nilss. 492
Flabellina interpunctata Marss. 376, 377
Foraminiferen 376, 377
Frondicularia applanata n. sp. . . . 496
Taf. 20, 7
Frondicularia applanata n. sp. var. *gigas* n. var. 496
Taf. 23, 12
Frondicularia levis n. sp. 496
Taf. 22, 13
Furcaster ? praegracialis W. E. Schmidt 672

G

Gastrioceras 434, 436, 441
Gastrioceras marianum Karpinsky . 434
Gattendorfia 458
Gattendorfia subinvoluta 459
Gaudryina siphonella Rss. 503
Taf. 19, 16; Taf. 20, 19; Taf. 22, 10
Gervillia ceratophaga Schloth. . . 415
Gervilleia costata 200
Gervilleia socialis 205, 208, 212
Gervilleia subcostata 208, 212
Gervilleia substriata 212
Geweihe von Altrip („Mannheimer Riesenhirsch“) 124
Geweih von Arezzo 120, 121
Geweih von Bonn 121

Seite

Geweih von Datteln 118, **120**, 121, 123 125; Taf. 2, 1 a, 1 b
Geweihe von Knielingen und von der Reißinsel 109, 121, 123, 125
Geweih von Middelburg 127
Geweih von Phoeben I 103, 116, 117, 124 125; Taf. 1, 1
Geweih von Phoeben II **105**, 117, 121 Taf. 1, 2
Geweih von Prosna (Posen) . **122**, 123
Geweih von Stockstadt 2 124
Geweihe aus d. Theißbett bei Budapest 121
Geweih von Wassel 117, 118, **120**, 121 123; Taf. 2, 2
Geweih von Worms a. Rh. 110, 118, **120** 121—123
Geweihbildung 113
Geweihrest von Horkheim **122**, 123, 126 127
Gladiaria (Cristellaria) herrmanni Andreae . . . . . 479 Taf. 18, 1
Gladiaria multilimbosa n. sp. . . . 488 Taf. 21, 7
Glandulina 495
Glandulina elliptica Rss. . . Taf. 18, 9
Glandulina laevigata d'Orb. Taf. 19, 9
Glaphyrites Ruž. 446
Globigerina bulloides d'Orb. . . . 510 Taf. 18, 23
Globigerina cretacea d'Orb. . . 376, 377
Globigerina marginata 382
Globivalvulina bulloides Brady . . 656
Glyphioceras (Beyrichoceras) obtusum Phill. 467
Godthaabites Freb. 442
Goniatites de Haan, s. str. 434, 436, 449
Goniatites angustilobatus (Schdwf.) 463 467, **468**, 469, 470; Taf. **17**, 7, 8
Goniatites crenistria 2, 3
Goniatites marianus de Verneuil 434
Goniatites newsomi Smith mut. β Moore **444**
Gramineen 373
Gramineen-Epidermis 273
Grammatodon normalis (Kon.) . . 656
Grammatodon ratingensis (Pck.) . 654

Seite

Grammatodon semicostatus (M'Coy) 653 654, 656, 672, 684, 688, 689
Grammatodon semicostatus var. *meridionalis* (Kon.) 652, 653, 665
Grammatodon walciodorensis (Kon.) 654, 689
Gresslya borussica n. sp. . . . . 399 Taf. 15, 5—8
Gümbelina globulosa Ehrbg. 376, 377, 389
Gyroceras cf. *cancellatum* (Roem.) . 689
Gyrogonites . . . . . 409 Taf. 15, 4
Gyroidina conica n. sp. . . . . 508 Taf. 18, 21

H

Hanieloceras Mill. 446
Haplooecia (Entalophora) straminea Phill. sp. 398
Hapsiphyllum Simpson 360, 361
Hasel 279, 281
Hauptsprosse 113
Hauptsprosse, 1. 104, 106, 110, 111, 116
Hauptsprosse, 2. 104, 106, 111, 116, 117
Hauptsprosse, 3. . . . . 104, 107, 111
Hauptsprosse, 4. 107
Heleniella theodori Zalessky . . . 765
Heleopera picta 273
Hintersprosse 107, 109, 111, 113
Hippophaë-Pollen 274
Holopea 212
Homoceras 434
Homoceras barbotanum 434
„Homoceras“ aff. *barbotanum* (Vern.) 431
Hyattoceras Gemm. 446, 449
Hydrocrinus ratingensis W. E. Schmidt 654
Hyolithes sp. 664, 667
Hyolithus sp. 776
Hypnum 273, 274

I

Imitoceras Schdwf. . . . . 461, 676 Taf. 16, 1, 2
Imitoceras-Arten 459
Imitoceras apertum Schdwf. 461, 463, 464 468; Taf. 16, 6

Seite

Imitoceras ornatissimum (DE KON.) 461
Imitoceras quadripartitum (MSTR.) . 697
Inoceramus 382
Inoceramus patootensis DE LOR. . 383
Inoceramus planus GOLDF. 301

K

Kiefernpollen 274
Krotovia n. sp. 685, 713, 722
Krotovia aculeata (MART.) 714
Krotovia keyserlingiana KON. . . . 714
„*Krotovia* n. sp. 2 aff. *keyserlingiana*" PCK. 693
„? *Krotovia* n. sp. 2 aff. *keyserlingiana* (KON.)" PCK. 672

L

Laccophyllum SIMPSON 356
Lagena globulus RSS. . . . . Taf. 18, 10
Lagena isabella D'ORB. 492
Taf. 18, 11
Leiopteria bodana (RÖM.) 654, 667, 671 677, 687
Leiopteria (Leptodesma) cultellatum WHIDB. 656, 672
Leiopteria lepida var. *famenniensis* (FRECH) 667
Leiorhynchus crenulatus (GOSS.) var. *minor* JAROSZ 706
Lepetopsis sp. 671
Lepetopsis phillipsii KON. 670
Leptaena 722
Leptaena analoga PHILL. 653—655, 665 671, 672, 677, 682, 687, 690, 691, 694
Lima lineata 212
Lima striata 201, 202, 205, 212
Limea duplicata GOLDF. 399
Taf. 15, 1, 2
Linde 279, 280
Lindströmia 355, 358
Lindströmia (?) *cornu hirci* n. sp. 357
Taf. 14, 11—12
Lingula sp. 690
Lingula tenuissima 208
Linoproductus 709
Lyonothamnus 524
Lyonothamnus floribundus ASA GRAY 522, 523

Seite

Loxonema sp. 676, 681
Loxonema cf. *sulcatum* KON. . . . 654
Lycopodites oosensis 766

M

Macrodon sp. 666
Manticoceras-Fauna 458
Marathonites BÖSE 435, 438, 440—443 445—447, 449—451
Marathonites dieneri SMITH 439, 440, 441 444
Marathonites ganti (SMITH) 441
Martinia glabra (MART.) 706
Martiniopsis cf. *Spirifer carlukensis* DAV. 707
Martiniopsis waschkuricus FRED. . 707
Megaphyllites MOJS. . . . 435, 445, 450
Metalegoceras SCHDWF. 449
Metriophyllum M. E. & H. 362
Metriophyllum sp.? 363
Metriophyllum volki n. sp. 361
Taf. 14, 8—10
Microcyclus 357
„*Microcyclus*" *eifeliensis* 357
Microcyclus schmidti LOTZE 357
Mittelsprosse 104, 106, 109, 111, 113, 117
Molinia-Eriophorum-Bestände 273
Monilopora 366
Monotis albertii 200, 203, 212
Monotrypella ? *cromfordensis* NEKH. 655
Mourlonia cf. *griffithi* (M'COY) . . 654
Münsteroceras 460
Münsteroceras barroisi (HOLZ.) . . 471
Münsteroceras complanatum (DE KON.) 471
Münsteroceras cf. *corpulentum* (CRICK) 463, 464
Münsteroceras eurygomphalum (SCHDWF.) 463, 464, 471
Taf. 17, 3
Murchisonia ornata TRENKER . . . 759
Murchisonia (Mourlonia?) zitteli HOLZAPFEL 759
Myalina eduliformis 212
Myophoria goldfußi 208, 212
Myophoria intermedia 212
Myophoria pes anseris 212
Myophoria rotunda 212
Myophoria securiformis 212

Seite

Myophoria simplex 205
Myophoria vulgaris . . . 200, 201, 212
Myrica asplenifolia 520, 521
Myriophyllum 273
Myriophyllum alterniflorum 273
Mytilus eduliformis 205, 212

N

Natica sp. 212, 401
Naticopsis sp. 656
Naticopsis consimilis DE KON. . . . 762
Naticopsis gothani n. sp. 761
Taf. 49, 7 a, 7 b
Naticopsis inflata (F. A. ROEMER) 761
Taf. 49, 5, 6
Nautilus 232
Nautilus bidorsatus 222
Neopopanoceras n. g. 447, 451
Neopopanoceras multistriatum (GEMM.) 447, 451
Neoshumardites RUŽ. 430, 432, 439, 440 443, 445, 446, 451
Neoshumardites triceps RUŽ. 427, 444
Neostacheoceras SCHDWF. 442, 445, 449
Nodosaria adolphina D'ORB. 494
Taf. 20, 13; Taf. 21, 10
Nodosaria affinis D'ORB.? . . Taf. 22, 9
Nodosaria (Dentalina) approximata RSS. 493
Taf. 18, 16
Nodosaria bacillum DEFR. 495
Taf. 21, 8
Nodosaria badensis D'ORB. 495
Taf. 21, 9
Nodosaria (Dentalina) bifurcata D'ORB. 495
Taf. 21, 11
Nodosaria (Dentalina) consobrina RSS. 494
Taf. 20, 10 u. 12
Nodosaria ewaldi RSS. 494
Nodosaria grandis RSS. 493
Taf. 19, 14; Taf. 20, 11
Nodosaria intercostata RSS. Taf. 18, 13
Nodosaria raphanus LINNÉ 493
Taf. 18, 12
Nodosaria semicostata RSS. 495
Taf. 20, 8

Seite

Nodosaria (Dentalina) soluta RSS. 493
Taf. 18, 14; Taf. 20, 9
Nodosus-Typ 223
Nonionina affinis RSS. 500
Taf. 18, 17
Nonionina communis D'ORB. 500
Taf. 21, 22; Taf. 22, 11; Taf. 23, 16
Nothosaurus 212, 219
Nucula 202
Nuculoceras 434

O

Olenellus 779, 782, 784
Olenellus zimmermanni n. sp. . 771, 776
Taf. 50, 1—2
Olenopsis BORNEMANN 779, 780
Ontaria sp. 44
Ontaria costata 42
Ontaria costulata 42
Ontaria (Opisthocoelus) elongata (H. SCHMIDT) 44
Oogonien *(Gyrogonites)* 406
Taf. 15, 4
Ophiomargo pauli W. E. SCHMIDT . 667
Opisthocoelus BEUSHAUSEN 42
Orthopora bifurcata NEKH. 658
Orthotetes n. sp. 718, 722, 774
Taf. 39, 1, 1 a
Orthotetina 722
Orthotetina (Schellwienella) crenistria (PHILL.) 652, 658, 665, 667, 671, 673 675, 677, 691, 700, 703, 707
Ostrea 396
Ostrea spondyloides 212
Ostrea subanomia 208, 212
Oxyclymenia sp. 663, 698, 711
Taf. 41, 1
Oxyclymenia linearis 712
Oxyclymenia undulata 710, 712

P

Palaeosmilia 461
Palaeosmilia aquisgranensis (FRECH) 655, 656, 672, 674, 682
Paradoxides 779, 780
Paragastrioceras TCHERN. 433, 434, 451
Paragastrioceras aff. *marianum* (VERN.) 431

Seite

Paralegoceras Hyatt 425, 428
Parapopanoceras Haug . . 435, 445, 450
Paraptyx Clarke 42
Parawocklumeria 457
Pecopteris cf. *haidingeri* Debey & Ettingshausen 516
Pecopteris whitbiensis 516
Pecopteris williamsonis 516
Pecten sp. 399
Pecten discites 203, 205, 212
Pecten laevigatus 205, 212
Pecten cf. *subfibrosus* d'Orb. . . . 398
Pediastrum 273
Pemphix sueuri 207
Pentremites sp. 653, 670, 682
Pentremites boletus W. E. Schmidt . 672
Pentremites ovalis Gf. 658
Pericleites Renz 423, 425, 434, 439, 442 445, 451
Pericleites atticus Renz 423, 425, 426 428, 430, 431
Pericyclus 468
Pericyclus bailyi 465, 467
Pericyclus (Pericyclus) carinatus Schdwf. . . . . 463, 467, 468—471 Taf. 17, 5, 6
Pericyclus (Pericyclus) dilatatus Schdwf. . . . . 463, 465 Taf. 17, 4
Pericyclus funatus (Sow.) 466
Pericyclus (Pericyclus) niger Del. . 470
Pericyclus (Caenocyclus) perisphinctoides Schdwf. . . 463, 466, 469—471 Taf. 17, 9
Pericyclus plicatilis (de Kon.) . . 465
Pericyclus (Pericyclus) rotuliformis Crick 465, 466
Perisphinctina (Cristellaria) articulata Rss. . . . . 482 Taf. 19, 4—6; Taf. 20, 4
Perisphinctina (Cristellaria) articulata Rss. var. *costata* n. var. . . . . 487 Taf. 21, 3—4
Perisphinctina (Cristellaria) depauperata Rss. . . . . 482, 484, 488 Taf. 19, 7; Taf. 20, 5—6; Taf. 21, 7a; Taf. 22, 5
Perrinites Böse . . . 435, 436, 446, 447
Perrinites hilli (Smith) 446

Seite

Perrinites vidriensis Böse 446
Phacops sp. 652, 664, 672, 690—692, 694 695
Phacops (Phacops) accipitrinus accipitrinus (Phill.) 654—656, 664, 670 672, 676, 682, 687—690, 694, 700, 701 704, 708
Phacops accipitrinus maretiolensis . 708
Phacops (Phacops) cornelius R. & E. Richter 689
Phacops (Phacops) wedekindi R. & E. Richter 695
Phacops (Cryphops?) wocklumeriae R. & E. Richter? 695, 697
Phillipsastraea cf. *hennahi* (Lonsd.) 357 Taf. 14, 18
Picea 277
Picea-Pollen 373
Pinnatopora bipinnata (Whidb.) 667, 671 675, 680, 682, 685, 687, 690
Pinus 373
Pinus-Zapfen 275
Placodus 212, 219
Placunopsiden . . . 212, 222, 224, 225
Placunopsis, Schalendeckel 202, 203, 205
Placunopsis sessilis 212
Plagiosternum granulosum E. Fraas 212
Platycrinus sp. . 653, 654, 668, 670, 675
„*Platycrinus* sp. 1“ W. E. Schm. . 658
„*Platycrinus* sp. 2“ W. E. Schm. . 658
Platycrinus guttifer W. E. Schm. . . 658
Platycrinus wunstorfi W. E. Schm. . 672
Platyschisma wurmii (F. A. Roemer) 760 Taf. 49, 3
Pleurodictyum sp. 671
Pleuromyen 205, 212
Plicatifera . . . . . 712—714, 718
Plicatifera lamellosa Paul 714
Plicochonetes sp. . . 653, 690, 695, 722
Plicochonetes crassistrius var. *minima* Pck. 658, 676, 688, 689, 691
Plicochonetes cromfordensis Gallw. 658 672, 673, 687, 688
Plicochonetes cromfordensis var. *lata* Gallw. 658
Plicochonetes margaritaceus (Whidb.) 655 689, 692
Plicochonetes sp. aff. *ventricosus* (Tornqu.) 672, 688, 693

Seite

Polycoelia (Subgen. *Weißermelia*) . 461
Polymorphina gibba d'Orb. . . 377, 497
Taf. 19, 11; Taf. 20, 15; Taf. 22, 7
Polymorphina megapolitana Clod. . 498
Taf. 22, 6; Taf. 23, 4
Polymorphina minuta Römer . . . 497
Taf. 21, 14
Polymorphina problema d'Orb. . . 497
Taf. 19, 10; Taf. 21, 13; Taf. 22, 8; Taf. 23, 3
Polymorphina semiplana Rss. . . . 497
Taf. 18, 8; Taf. 20, 14; Taf. 21, 12
Polystomella striato-punctata Fichtel & Moll 501
Taf. 22, 12
Polytropis helicina Schloth. . . . 415
Popanoceras Hyatt 435, 436, 441, 442 445, 447, 449
Popanoceras clausum Gemm. . . . 447
Popanoceras multistriatum Gemm. . 447
Popanoceras sobolewskyanum (Vern.) 447
Popanoceras wanneri Toum. . . . 447
Popanoceratida nov. 447
Popanoceratidae Hyatt 431, 435, 436, 440 442, 444—449, 451
Popanoceratinae nov. 448
Porcellia primordialis Schloth. . . 760
Taf. 49, 2 a, 2 b
Porcellia woodwardi (Mart.) . . . 654
Posidonia venusta (Mstr.) 658, 695, 696
Preshumardites Pl. & Sc. 435, 436, 445 446
Preshumardites gaptankensis (Mill.) 446
Preshumardites stainbrooki Pl. & Sc. 446
Proarcestes Mojs. 438, 441, 450
Proarcestes bicarinatus (Mstr.) . . 437
Proboscidella 708
Proboscidella poljenowi Tolmatschow 707
Productella sp. 664, 666, 707, 709, 722
„*Productella* n. sp. α" Pck. . 654, 718
Productella n. sp. β Pck. 655
Productella angertalensis n. sp. 668, 700 706, 716; Taf. 40, 2, 2 a
Productella caperata var. *globosa* Pck. 689, 717
Productella caperata caperata (Sow.) em. Pck. 650, 651, 653—655, 664, 665 676, 688—690, 700, 715—717

Seite

Productella caperata caperata var. *radiata* Pck. 654, 655, 664, 682, 686, 689 690, 692—694, 717
Productella caperata paeckelmanni n. subsp. 658, 673, 676, 677, 684, 717
Productella caperata paeckelmanni var. *radiata* Pck. 656, 664, 671, 673 676, 677, 684, 700, 717
Productella gallwitzi Pck. . . 690—693
Productella goergesi Pck. 652—655, 659 664, 672, 683
„*Productella* sp. 1 aff. *goergesi*" Pck. 672
„*Productella* n. sp. 3 aff. *goergesi*" Pck. 672
Productella jaroszi n. sp. (= *Strophalosia productoides* Jarosz) 706, 707
Productella kayseri Pck. . . . 688, 716
Productella plicatosinuata Pck. 672, 673 684, 689
Productella productoides (Murch.) 651 676, 686, 700, 714—717
Taf. 39, 10; Taf. 40, 1
Productella steinhagei n. sp. 687, 717, 718
Taf. 39, 8, 8 a
Productella ultima Pck. 687, 700, 718
Productus 722
Productus cancrini de Vern. . . . 414
Taf. 15, 3
Productus (Avonia) concentricus n. sp. 713
Taf. 39, 11—12
Productus (Plicatifera) humerosus Sow. (= *sublaevis* de Kon.) . . 461
Productus (Krotovia) sp. 1 aff. *keyserlingianus* Kon. 713
Productus (Avonia) praelongus Sow. 712
Productus (Avonia) praelongus, var. *bergica* n. var. 712, 713
Prolobites-Platyclymenia-Fauna . . . 458
Properrinites bösei (Pl. & Sc.) 444, 446
Proshumardites Rauser 423, 431, 433 bis 436, 438—440, 442, 443, 445 449, 451
Proshumardites delépinei n. sp. 426, 429 433, 451
Proshumardites karpinskyi Raus. 423, 424 426—428, 432, 433, 444
Proteophyllum bipinnatum Friedrich 519, 520, 522, 524
Prothyris bergica Drev. 656, 658, 672

Seite

Prothyris contorta Whidb. . . 656, 673
Prothyris recta Whidb. 656, 672
Protocanites 458
Protocanites geigenensis Schmidt 460
Protocanites quadratus (Schdwf.) 462
Taf. 16, 4
Protocanites (?) cf. *quadratus* (Schdwf.) 463
Taf. 16, 5
Protolenus sp. 769, 775, 779, 780, 782, 784
Taf. 51, 10—11
Protolenus bederkei n. sp. 774, 775, 776
Taf. 51, 6—9
Protolenus coreanicus Saito . . . 781
Protolenus latouchei Cobbold . . . 781
Protolenus lusaticus Schwarzbach 773
775—777, 779, 781; Taf. 51, 1—4
Protolenus lusaticus var. *spinosus* Schwarzbach 774, 776
Taf. 51, 5
Protolenus paradoxoides Matthew 781
Protolenus radegasti Czarnocki . 781
Pseudarietites 458
Pseudaviculopecten aquisgranensis (Frech) 662, 667, 675
Pseudocorbula 205
Pseudomonotis echinata 401, 402
Pseudomonotis subechinata 402
Pseudotsuga 524
Pseudouralinia 461
Pteridoleimma 522
Pteridoleimma haidingeri Debey & Ettingshausen 516, 517
Pterinopecten (Pterinopecten?) hallii Whidb. 654
Pterinopecten (Pterinopecten) interradius Paul 675
Pterinopecten (Pterinopecten) mundus Whidb. 654, 655
Pterinopecten (Pterinopecten) newelli Paul 672, 677, 684
Pterinopecten (Pterinopectinella) polytrichus (Phill.) 654, 656, 664, 671
Pterinopecten (Dunbarella) scabriradians (Whidb.) 690
Pterochaenia Clarke 42
Pterochaenia auriculata Grüneberg 42
Pterochaenia fragilis (Hall) . . . 43
Pterochaenia schmidti n. sp. . . 42, 43

Seite

Pteronites altus Paul 667
Ptilopora sp. 651, 667, 668, 680, 682, 685 bis 687, 690
Ptilopora cf. *valida* Ulr. 675
Ptychopteria damnoniensis (Sow.) 669, 672
Ptychopteria rhenana Paul 667, 672, 676
Pugnax 722
Pugnax acuminata (Mart.) 667
Pugnax pugnus (Mart.) 651, 654, 667 683
Pullenia quinqueloba Reuss . 376, 377
Pulvinulina umbonata Rss. 506
Taf. 18, 19
Pustula 709, 713

Q

Quercus 276, 373
Quinqueloculina agglutinans d'Orb. 499
Taf. 21, 19; Taf. 23, 14
Quinqueloculina antiqua Fr. 499
Taf. 21, 20
Quinqueloculina triangularis d'Orb. . 499
Taf. 19, 17; Taf. 20, 22; Taf. 21, 21

R

Redlichia 780
Regmaphyllum Wedekind 359
Rengeweihhacke von Mitteldorf . . 276
Reticularia simplex (Phill.) . . . 706
Reticuloceras 434
Riesenhirsch, Wormser 111
Riesenhirsch-Geweihe 100
Riesenhirschgeweih von Mezzana Corti (Turin) 106
Riesenhirschgeweih von Turin . . . 121
Riesenhirsch-Skelett, diluviales . . . 102
Rhipidomella 722
Rhipidomella michelini (Lév.) 656, 672 673, 676, 677, 682, 684, 700, 705, 707
Rhipidomella michelini var. *plicata* Gallw. 684
Rhynchonella sp. 650
Rhynchonella cf. *davidsoni* Tolm. 708
Rhynchonella moresnetensis Kon. . 664
Robulina angulata Rss. var. *costata* n. var. 478
Taf. 18, 7

Seite

Robulina beyrichi Born. 479
Taf. 18, 5
Robulina callocostata n. sp. . . . 487
Taf. 21, 2
Robulina integra Born. 488
Taf. 21, 5
Robulina magna n. sp. 490
Taf. 23, 1
Robulina nitida Rss. 479
Taf. 18, 6
Robulina nitidissima Rss. 486
Rose (v. Geweih) . . 105, 108, 110, 112
Rosenella 708
Rosenstock-Umfang und -Höhe (v. Geweih) 123
Rosenstöcke (v. Geweih) . 103, 108, 110
Rotalia dutemplei d'Orb. 509
Taf. 20, 25; Taf. 21, 27; Taf. 22, 23
Rotalia exsculpta 382
Rotalia girardana Rss. 508
Taf. 18, 22; Taf. 19, 21; Taf. 21, 26
Rotalia micheliniana d'Orb. . . 376, 377
Rotalia nitida Reuss 376, 377
Rotalia umbilica d'Orb. 376
Rotalia umbonata d'Orb. 377
Rotaliidae 504
Rotalina (Rotaliatina) bulimoides Rss. 509
Taf. 19, 19

S

Sagittoceras 434
Sanguinolites angustatus (Phill.) 654
672, 688
Sanguinolites ratingensis (Drev.) . 654
Scaphites constrictus Sow. 801
Schaufel von Klinge **112, 122,** 123, 125
127
Schaufelbreite (v. Geweih) 113
Schaufelfläche (v. Geweih) 107
Schaufelstamm (v. Geweih) 104, 109, 111
113
Schistoceras Hyatt 449
Schistoceratidae 449
Schizodus schlotheimi Gein. 415
Schizodus truncatus King. 415
Schizophoria 722

Seite

Schizophoria resupinata (Mart.) 650, 652
bis 654, 662, 665, 671—673, 677, 678
682, 683, 686, 688—694
Schuchertella 722
Seerosen-Sternhaare u. -Pollen 273, 275
Selaginella selaginoides 277
Semenowia 722
Semenowia aff. *concentrica* Kon. 658, 688
Septiferen aus der *lineatus*-Gruppe 801
Sequoia-Arten 524
Serpula hexagona Goldf. 801
Serpula socialis 226
Serpula tetragona Sow. 398
Shumardites Smith 423, 433, 435, 436, 439
440, 442, 443, 445, 448, 449, 451
Shumardites cupleri Pl. & Sc. . . 440
Shumardites (Subshumardites) fornicatus Plummer & Scott . 440, 451
„*Shumardites*" *keideli* Leuchs . . 431
Shumardites sellardsi Pl. & Sc. . . 440
Shumardites (Subshumardites) senex Mill. & Cline 440, 444
Shumardites simondsi Smith . . . 440
Shumarditidae 435, 445
Shumarditinae (Pl. & Sc.) . . 448, 451
Solenomorpha sp. 675, 705
Sphaeroidina austriaca d'Orb. . . 510
Taf. 19, 13; Taf. 20, 20; Taf. 21, 23
Sphagnum cuspidatum var. *falcatum* 272
Sphagnum medium 273
Sphagnum papillosum 273
Sphagnum subsecundum 273, 275
Sphagnum-Sporen 373
Sphenotus ? *ratingensis* Drevermann 658
Spinocyrtia 648, 722
? *Spinocyrtia* sp. 684
Spinocyrtia bergica Paeck. 653, 660, 662
663, 675, 678, 680, 681, 684—686, 692
700, 702, 704
Spinocyrtia n. sp. aff. *bergica* Pck.
682, 690
Spinocyrtia bergica var. *alta* Pck. 659, 662
675, 678, 679, 681, 683, 684
Spinocyrtia bergica var. *lata* Pck. 675
683, 688, 689
Spinocyrtia pauli Pck. 688, 700
Spirifer sp. 648, 666, 722
Spirifer attenuatus (Sow.) . . 666, 667

Seite

Spirifer marionensis 648
Spirifer strunianus Goss. 653, 673, 674
Spirifer tornacensis Kon. 648, 652—656 658, 664, 666, 667, 670—673,676, 677 682—684, 687, 693, 694, 700, 701
Spirifer tornacensis var. *brachythyroides* n. var. . . . 676, 677, 684, 712
Spirifer verneuili 715
Spiriferellina octoplicata (Sow.) . 707
Spiriferellina partita (Portl.) . . 707
Spiriferina fragilis 203, 204
Spiroloculina canaliculata d'Orb. . 500 Taf. 19, 18
Spiroloculina tenuis Czizek Taf. 20, 21
Spirorbis valvata 226
Stacheoceras 435, 441, 442, 445—447, 449
Stammreste 766
Stange (Geweih) von Ballybetagh bei Dublin 122, 123
Stangen (Geweih) von Cannstatt 122, 123, 127
Stegocephalenrest 212
Straparollus blosenbergensis n. sp. 760 Taf. 49, 4 a, 4 b
Straparollus dionysii Montf. . . . 654
Straparollus tolmatschoffi Fred. . . 708
Strauchweide 277
Streblochondria piltonensis (Whidb.) 655, 659, 672, 675, 687
Streptorhynchus 722
Streptorhynchus (Streptorhynchus) minimus Gallw. . . . 684, 687, 688
Streptorhynchus (Streptorhynchus) pauli Gallw. . . . 655, 656, 671, 673
Streptorhynchus (Schuchertella) sp. 674
Streptorhynchus (Schuchertella) inaequicosta Gallw. . . 658, 672, 688
Streptorhynchus (Schuchertella) paeckelmanni Gallw. 653, 655, 664, 671 673, 675, 680, 681, 686, 687, 690, 691 695
Streptorhynchus (Schuchertella) portlockiana (Sem.) . . 655, 671, 675, 703
Streptorhynchus (Schuchertella) radialis (Phill.) 654, 677, 703
Striatoclymenia eurvomphala 656, 658, 666 672—674, 676, 677, 684, 687, 695, 696 698, 700, 704, 705, 710
Stromatoporella cracoviensis Guerich 707

Seite

Strophalosia 709
Strophalosia productoides 706
Subshumardites n. subg. . . . 440, 451
Syringaxon (Barrandeophyllum) sp. 355 356, 362
Syringaxon (Alleynia) thuringiacum n. sp. . . . . 354 Taf. 14, 15—17
Syringopora sp. 653—656, 665, 669, 672
Syringothyris 709

T

Taxocrinus macrodactylus (Phill.) 658
Telemetacarpale Cerviden (*Capreolus, Alces, Tarandus)* 119
Terebratula carnea 382
Terebratula vulgaris . 200, 202, 207, 212
Terebratula vulgaris var. *cycloides* 205
Terebratuloidea 722
Terebratuloidea letiensis (Goss.) 650, 651 655, 659, 661, 662, 666, 673, 677, 678 682, 688
Terebratuloidea pleurodon (Phill.) 651 652, 654—656, 664, 666—668, 671, 673 bis 680, 683, 684, 687—689, 706, 708
Tetractinella trigonella v. Schloth. 201
Textularia abbreviata d'Orb. . . . 502 Taf. 23, 7
Textularia attenuata Rss. . . . . 502 Taf. 20, 18
Textularia carinata d'Orb. . . . . 501 Taf. 19, 15; Taf. 20, 17; Taf. 21, 17; Taf. 22, 19; Taf. 23, 6
Textularia cognata Rss. . . . . 502 Taf. 21, 18
Textularia globifera Rss. . . . . 502 Taf. 20, 16
Textularia lacera Rss. . . . . 502 Taf. 18, 18
Textularia partschi Czizek . . Taf. 23, 5
Thamnopora cristata (Blumenb. emend. Frech) n. var. *minor* . . 364 Taf. 14, 19—22
Thiemella 722
Thiemella aff. *villenovia* Williams 673, 688
Thomasina decheni Pck. . . . 692, 704
Thursophyton 764

Seite

Tilia 281, 373
Tornoceras 435
Tornoceras cinctum KEYSERLING . . 758
Tornoceras subundulatum FRECH . 758
Tornquistia 722
Tornquistia polita (M'COY) 651, 652, 658 666, 673, 674, 676, 677, 684, 685, 690 691, 693, 695, 698, 699
Tornquistia polita var. *infrastriata* GALLW. 666, 682, 693
Tornquistia polita var. *intrapunctata* GALLW. 671, 682
Trigonia 396
Trigonia clavellata PARK. 399
Trigonia clavellata var. *jurensis* GREW 399
Trigonodus sandbergeri 212
Trocholina nidiformis BRÜCKMANN 394 395, 398
Truncatulina dutemplei D'ORB. . . 504 Taf. 18, 20
Truncatulina lobatula D'ORB. . . . 506 Taf. 22, 24; Taf. 23, 15
Truncatulina ungeriana D'ORB. . . 505 Taf. 19, 20; Taf. 20, 24; Taf. 21, 25; Taf. 22, 21
„Turbo" soetenichensis 761
Turritella 212
Typhloproetus mirkeanus n. sp. 695, 711 Taf. 39, 9

U

Ulme *(Ulmus)* 276, 279, 280, 373
Unio crassus RETZIUS 373
Uvigerina pygmaea D'ORB. . . . . 498 Taf. 21, 16; Taf. 22, 16—18; Taf. 23, 9
Uvigerina semiornata D'ORB. . . . 498 Taf. 23, 10
Uvigerina urnula D'ORB. . . . . 498 Taf. 23, 11

V

Vidrioceras BÖSE . . 435, 441—443, 445
Vidrioceras uddeni BÖSE 444
Vidrioceratidae 435, 436, 445
Virgulina pertusa RSS. . . . . 503 Taf. 22, 15; Taf. 23, 8

W

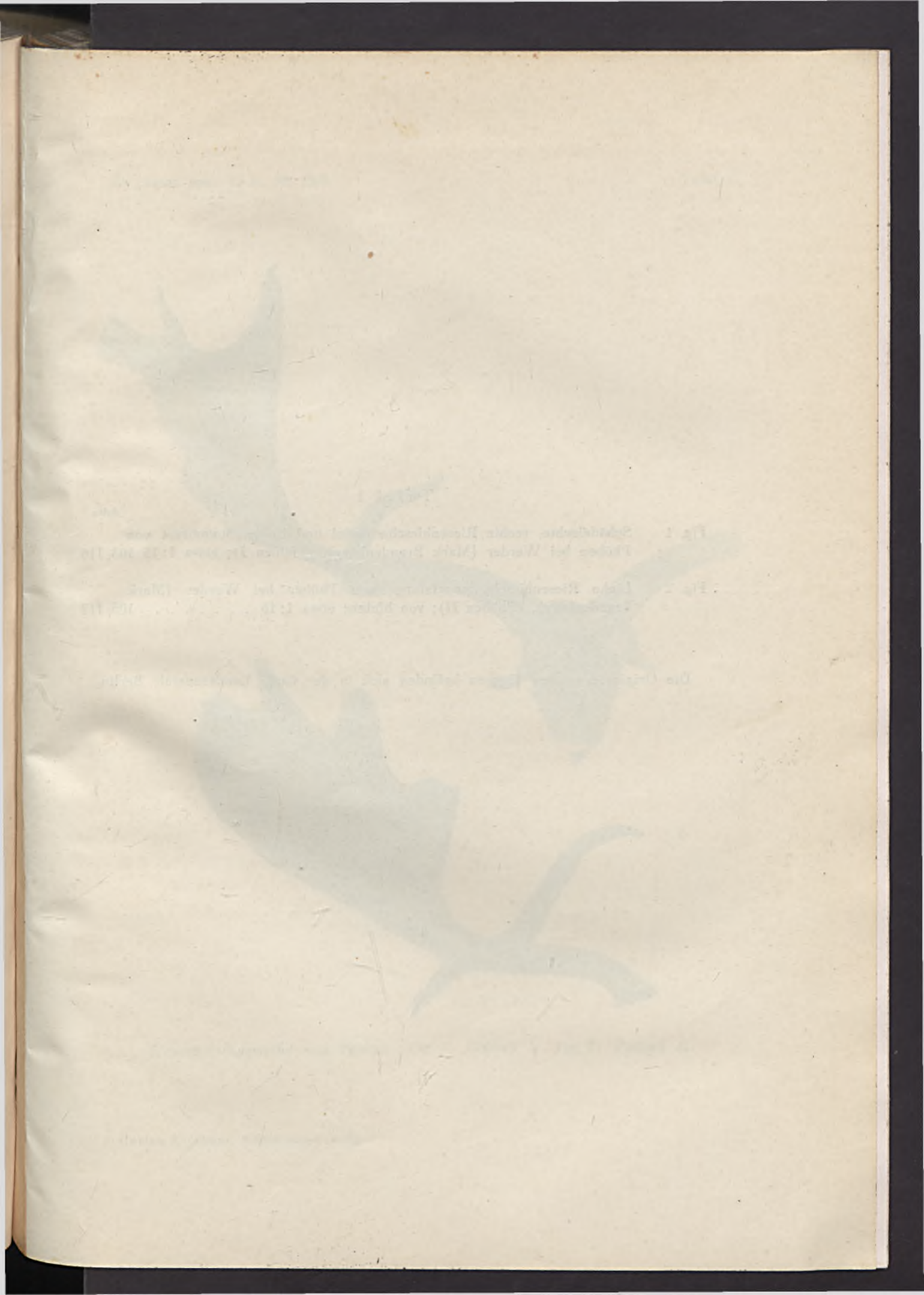
Waagenoceras GEMM. 446
Waagenoceras guadalupense GIRTY . 446
Weide und Birke 274
Wocklumeria 456, 457
Wocklumeria sphaeroides (RT. RICHTER) 697
Wanneria 782, 784
Wanneria cf. *walcottana* (WANNER) 772 776; Taf. 50, 3—7

X

Xenoxylon phyllocladoides GOTHAN 395, 401

Z

Zaphrentis sp. . . . . 359 Taf. 14, 3
Zaphrentis conulus LINDSTR. . . . 359
Zaphrentis curvatissima n. sp. . 358, 360 Taf. 14, 4—7
Zaphrentis guerangeri E. & H. . . 359
Zaphrentis omaliusi E. & H. . . . 359
Zaphrentoides STUCKENBERG 361



Tafel 1

Seite

Fig. 1 Schädelechte, rechte Riesenhirschschaufel und linker Stammrest von Phöben bei Werder (Mark Brandenburg), (Phöben I); etwa 1:15 103, 116

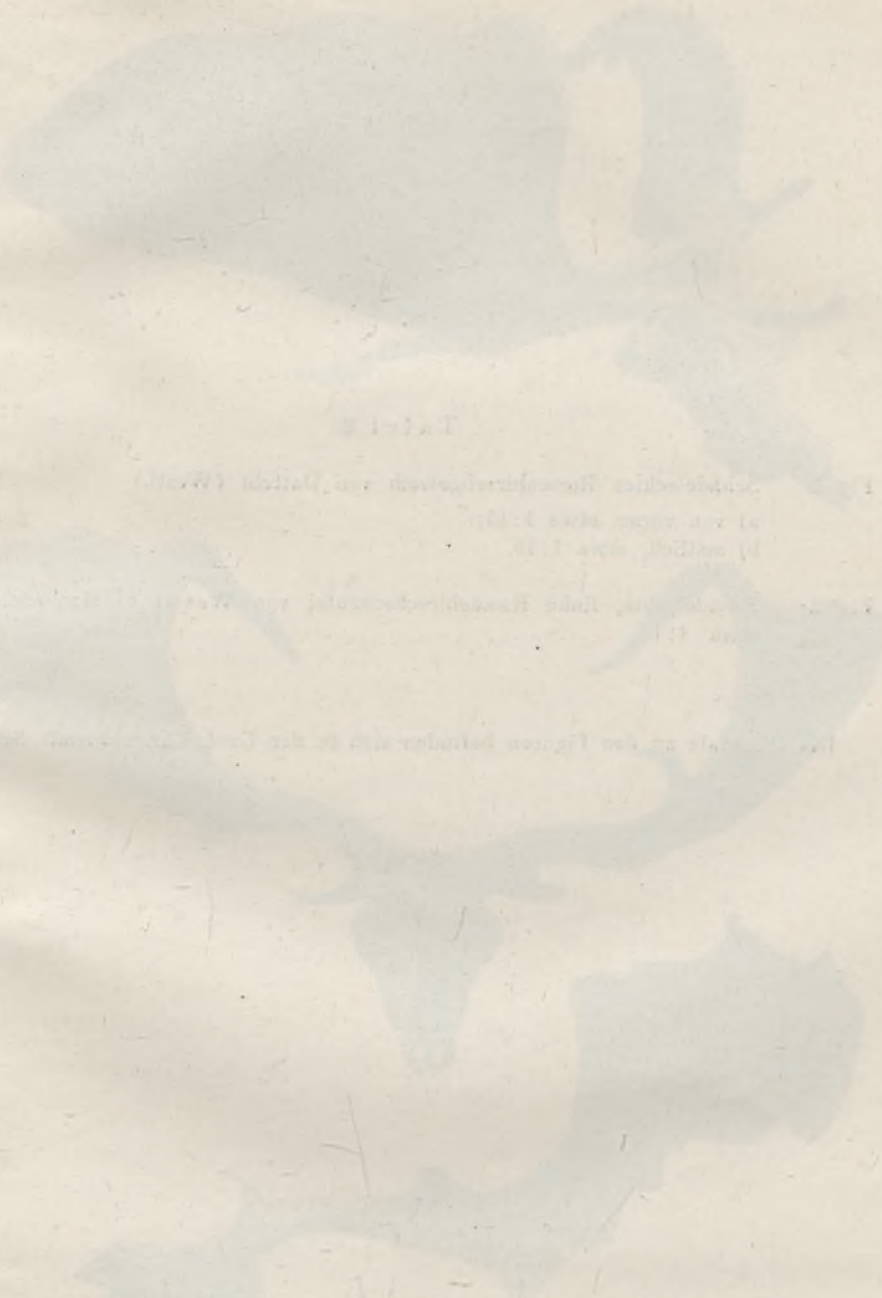
Fig. 2 Linke Riesenhirsch-Abwurfstange von Phöben bei Werder (Mark Brandenburg), (Phöben II); von hinten; etwa 1:15 . . . . . 105, 117

Die Originale zu den Figuren befinden sich in der Geol. Landesanstalt Berlin.



Riesenhirschgeweihe von Phöben. Fig. 1: Phöben I, Fig. 2: Phöben II

NATURF[illegible]NDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG



Tafel 2

Seite

Fig. 1 Schädelechtes Riesenhirschgeweih von Datteln (Westf.) 107, 118
a) von vorne, etwa 1:15;
b) seitlich, etwa 1:15.

Fig. 2 Schädelechte, linke Riesenhirschschaufel von Wassel b. Hannover; etwa 1:15 . . . . . 110, 117

Die Originale zu den Figuren befinden sich in der Geol. Landesanstalt Berlin.



Riesenhirschgeweihe. Fig. 1 a u. b: Datteln, Fig. 2: Wassel

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

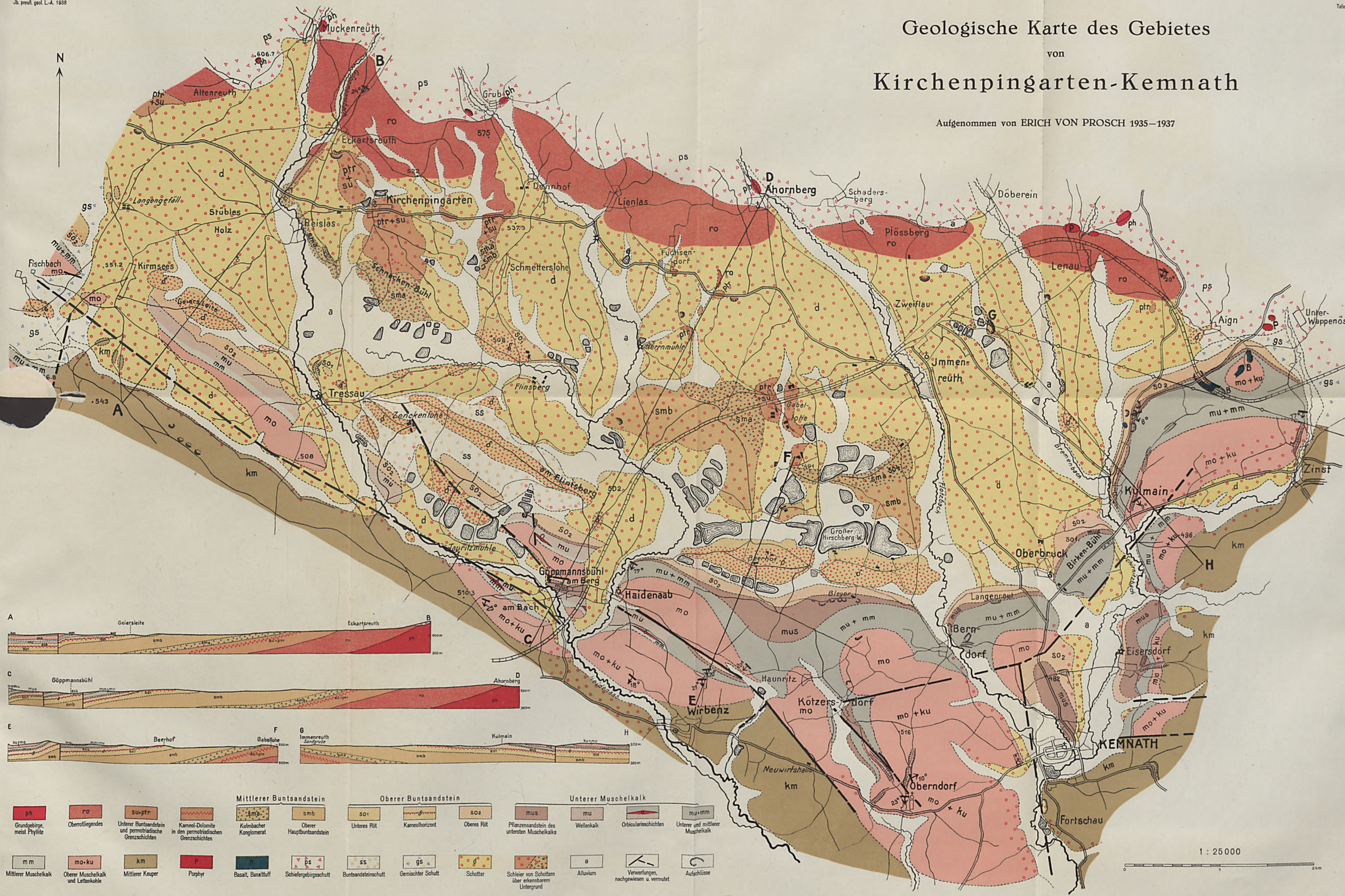
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
15008

Jb. preuß. geol. L.-A. 1938

Geologische Karte des Gebietes von Kirchenpingarten-Kemnath

Aufgenommen von ERICH VON PROSCH 1935–1937



Mittlerer Buntsandstein

Oberer Buntsandstein

Unterer Muschelkalk

ph Grundgebirge, meist Phyllite

ro Oberrotliegendes

su+ptr Unterer Buntsandstein und permotriadische Grenzschichten

Karneol-Dolomite in den permotriadischen Grenzschichten

sma Kulmbacher Konglomerat

smb Oberer Hauptbuntsandstein

so1 Unteres Rót

Karneolhorizont

so2 Oberes Rót

mus Pflanzensandstein des untersten Muschelkalks

mu Wellenkalk

Orbicularisschichten

mu+mm Unterer und mittlerer Muschelkalk

mm Mittlerer Muschelkalk

mo+ku Oberer Muschelkalk und Lettenkohle

km Mittlerer Keuper

P Porphyr

B Basalt, Basalttuff

ps Schiefergebirgsschutt

ss Buntsandsteinschutt

gs Gemischter Schutt

d Schotter

Schleier von Schottern über erkennbarem Untergrund

a Alluvium

Verwerfungen, nachgewiesen u. vermutet

Aufschlüsse

E. v. Prosch: Geologie Kirchenpingarten-Kemnath

Leop. Kraatz, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 4

Profile aus der Normalfazies Mainfrankens

I. Unterer Hauptmuschelkalk (Schichten vom Mittleren Muschelkalk bis zur *Spiriferina*-Bank)

1. Reiserhart bei Rottenbauer: Schichten unter der Hauptenkrinitenbank bis 7 m über der Hauptenkrinitenbank
2. Aufschluß am Breitenstein bei Güntersleben: Schichten über der Hauptenkrinitenbank
3. Aufschluß an der Straße nach Frickenhausen: Schichten unter und über der Hauptenkrinitenbank
4. Aufschluß bei Höchberg: Schichten zwischen Hauptenkrinitenbank und *Cycloides*-Bank
5. Aufschluß am Wachtelberg bei Kürnach: Schichten zwischen Enkrinitenbank und *Cycloides*-Bank

II. Mittlerer Hauptmuschelkalk (Schichten zwischen *Spiriferina*-Bank und *Cycloides*-Bank)

6. Aufschluß bei Waldbüttelbrunn am Dorfausgang nach Roßbrunn: Schichten unter der *Cycloides*-Bank
7. Aufschluß am Geimig bei Rimpar: Schichten unter der *Cycloides*-Bank

III. Oberer Hauptmuschelkalk (Schichten von der *Cycloides*-Bank bis zum Lettenkeuper)

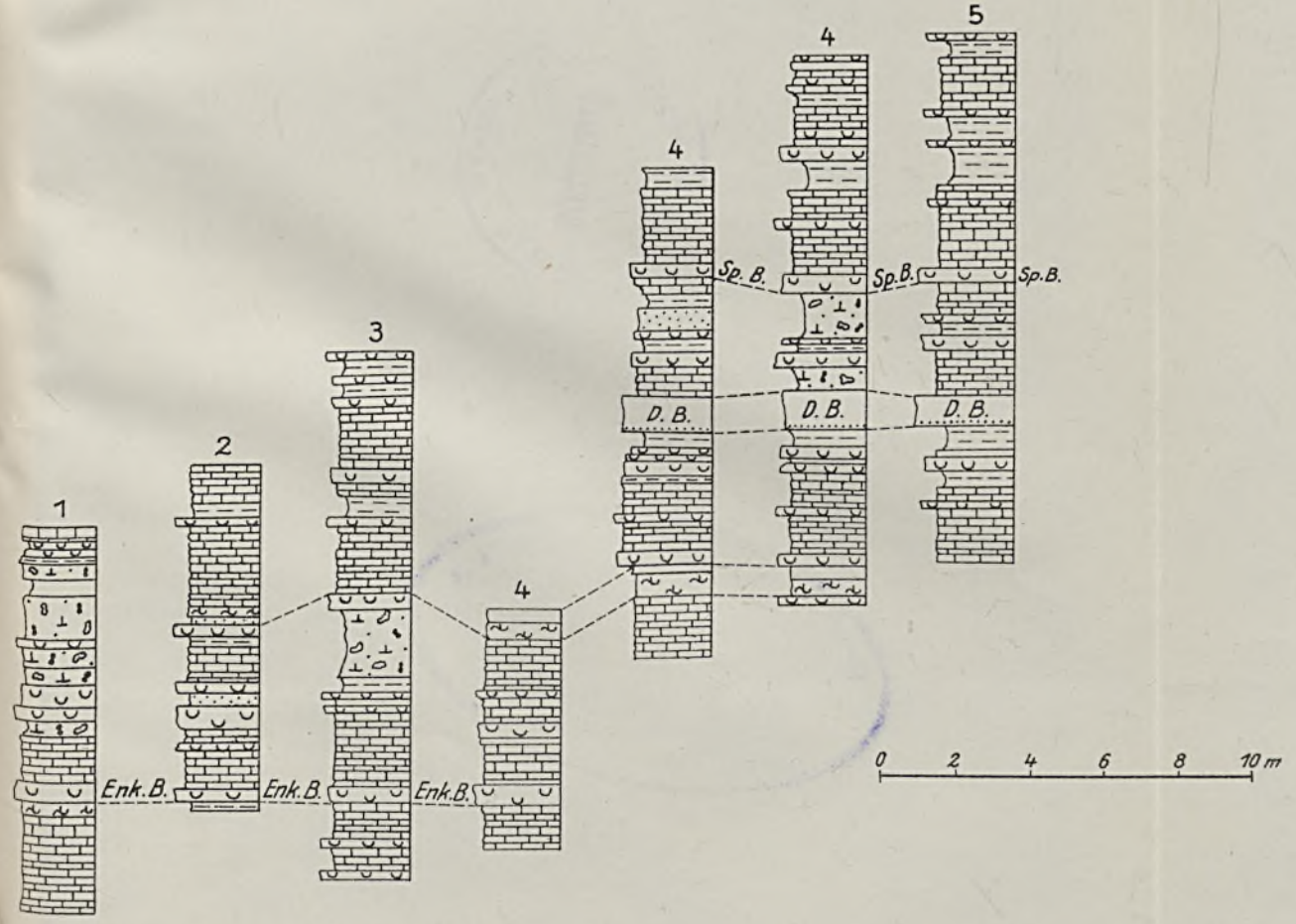
8. Aufschluß bei Obernbreit: Region des gelben Kippers
9. Aufschluß bei Sulzfeld am Main: Schichten über der *Cycloides*-Bank
10. Aufschluß am Wachtelberg bei Kürnach: Grenzschichten: Hauptmuschelkalk / Lettenkeuper
11. Aufschluß am Grainberg bei Würzburg: Grenzschichten

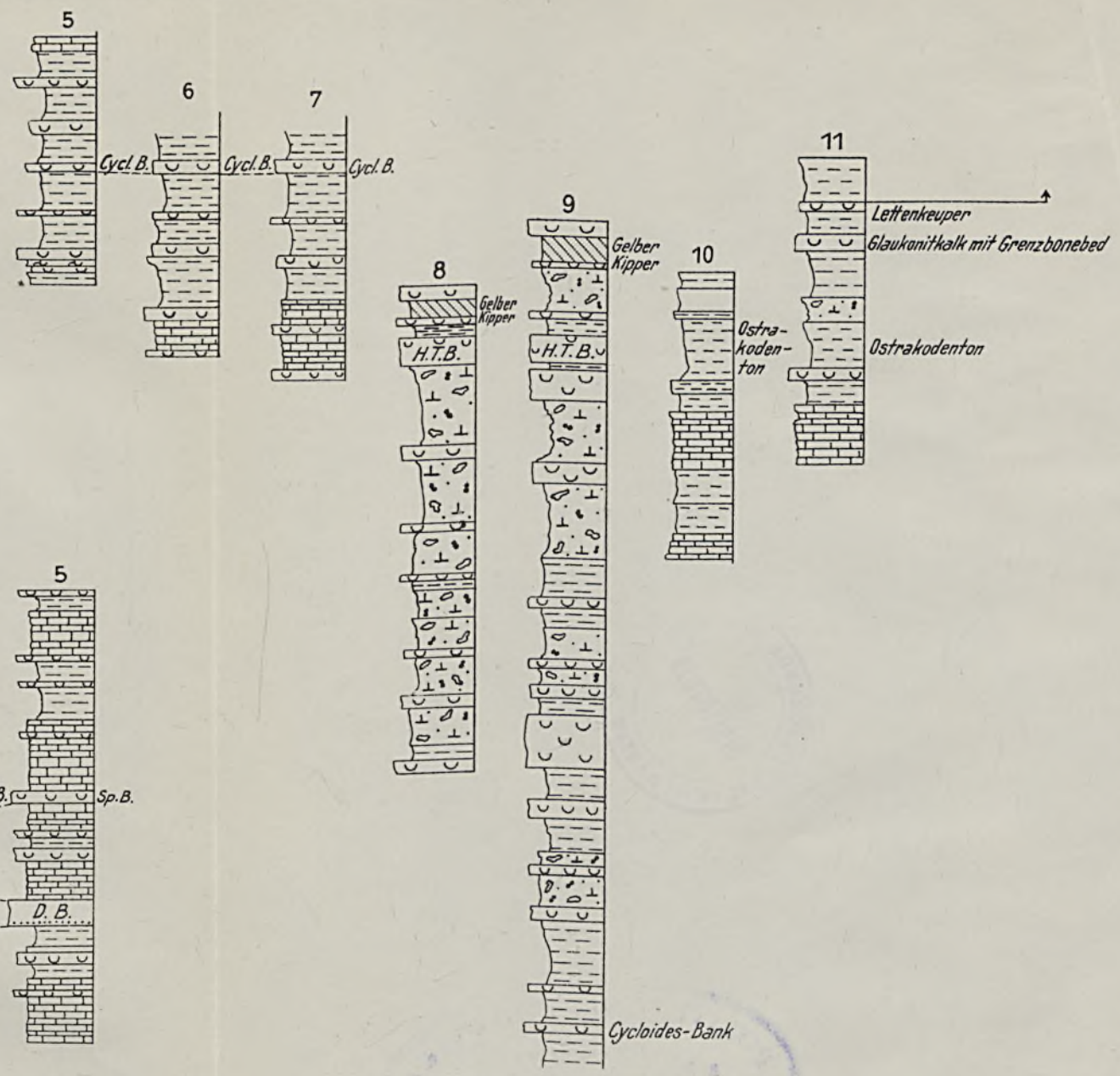
Profile aus der Normalfazies Mainfrankens

Bearbeitet von Richard Geisler



Enk. B. = Hauptenkrinitenbank; D.B. = Dicke Bank mit Franconicus-Platte;
Sp. B. = Spiriferina-Bank; Cycl. B. = Cycloides-Bank;
H.T.B. = Hauptterebratelbank.





Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

18

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

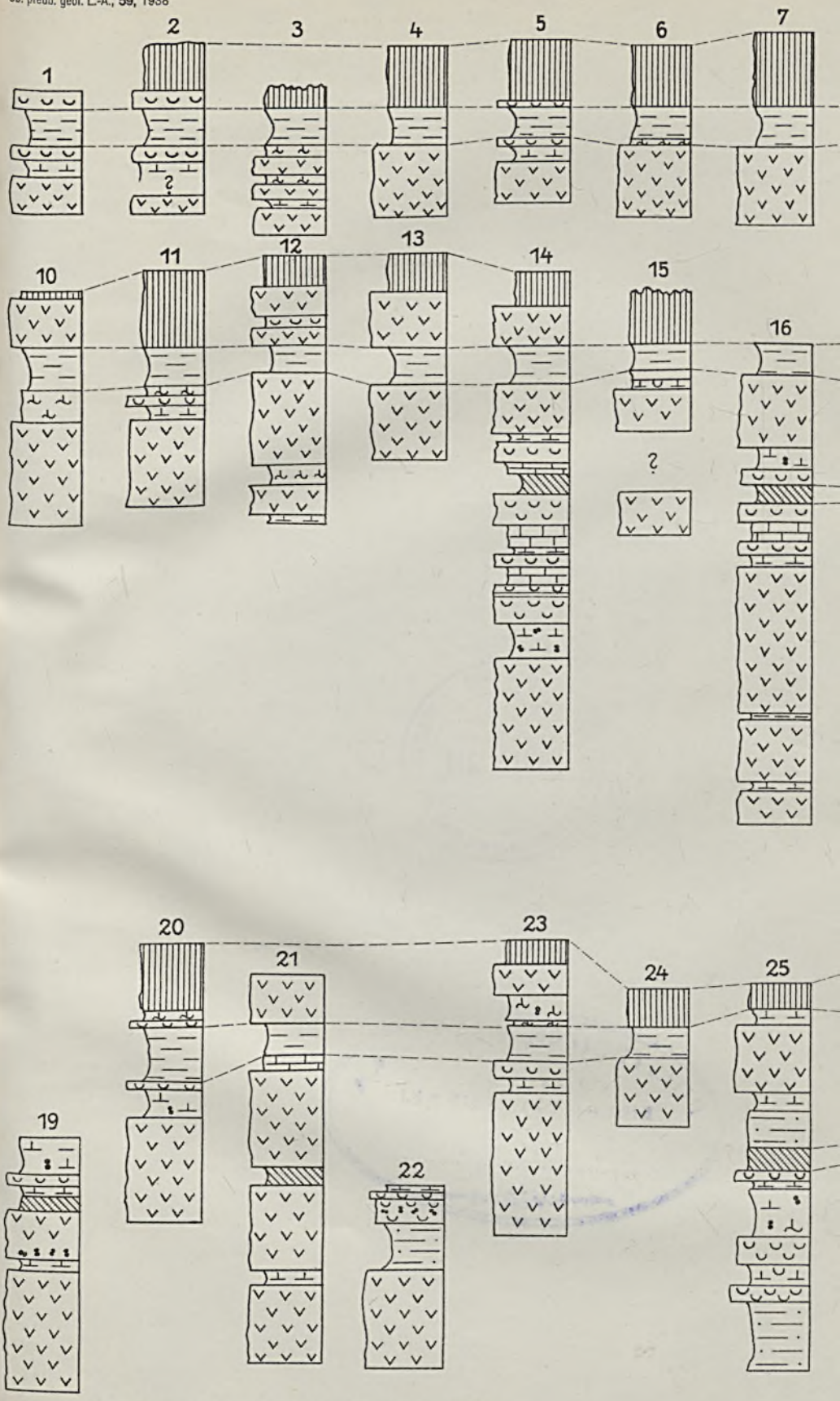
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK · DANZIG

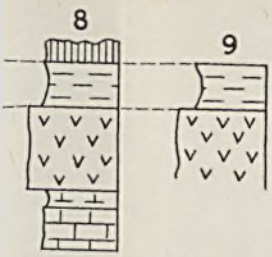
III 15008

Tafel 5

Profile aus der Quaderkalkfazies Mainfrankens

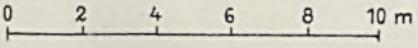
1. Rothof, nordwestlich Effeldorf.
2. Rothof, nordwestlich Effeldorf.
3. Gieshügel bei Würzburg.
4. Rottendorf-Süd (zusammengesetzt aus 2 Profilen).
5. Rottendorf-Nord.
6. Randersacker—Marsberg—Gersberg (zusammengesetzt aus 13 Profilen).
7. Randersacker—Hohenrode.
8. Heidingsfeld (zusammengesetzt aus 3 Profilen).
9. Teilheim—Westheim (zusammengesetzt aus 4 Profilen).
10. Lindelbach (zusammengesetzt aus 2 Profilen).
11. Lindflur.
12. Rottenbauer (zusammengesetzt aus 5 Profilen).
13. Winterhausen (zusammengesetzt aus 4 Profilen).
14. Winterhausen—Fuchsstadt (zusammengesetzt aus 2 Profilen).
15. Eibelstadt—Sommerhausen (zusammengesetzt aus 4 Profilen).
16. Sommerhausen—Ochsenfurt (zusammengesetzt aus 8 Profilen)
17. Goßmannsdorf (zusammengesetzt aus 3 Profilen).
18. Segnitz (zusammengesetzt aus 3 Profilen).
19. Kleinochsenfurt—Zeubelried (zusammengesetzt aus 8 Profilen).
20. Kleinrinderfeld (zusammengesetzt aus 7 Profilen).
21. Ochsenfurt (zusammengesetzt aus 3 Profilen).
22. Frickenhausen (zusammengesetzt aus 4 Profilen).
23. Kirchheim (zusammengesetzt aus 6 Profilen).
24. Marktbreit (zusammengesetzt aus 4 Profilen).
25. Marktbreit—Gnodstadt (zusammengesetzt aus 4 Profilen).
26. Acholzhausen.
27. Gaubüttelbrunn (zusammengesetzt aus 2 Profilen).
28. Krensheim (zusammengesetzt aus 2 Profilen).
29. Oberwittighausen.
30. Gützingen (zusammengesetzt aus 2 Profilen).


1
2
3
4
5
6
7
10
11
12
13
14
15
16
19
20
21
22
23
24
25

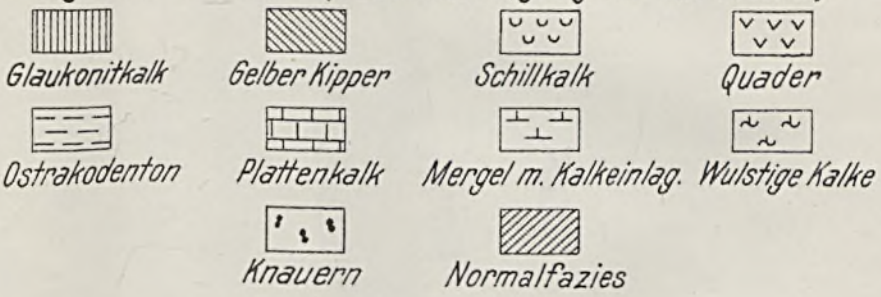


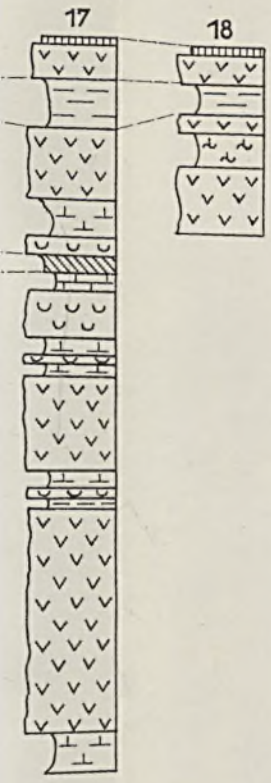
Profile
aus der
Quaderkalkfazies Mainfrankens

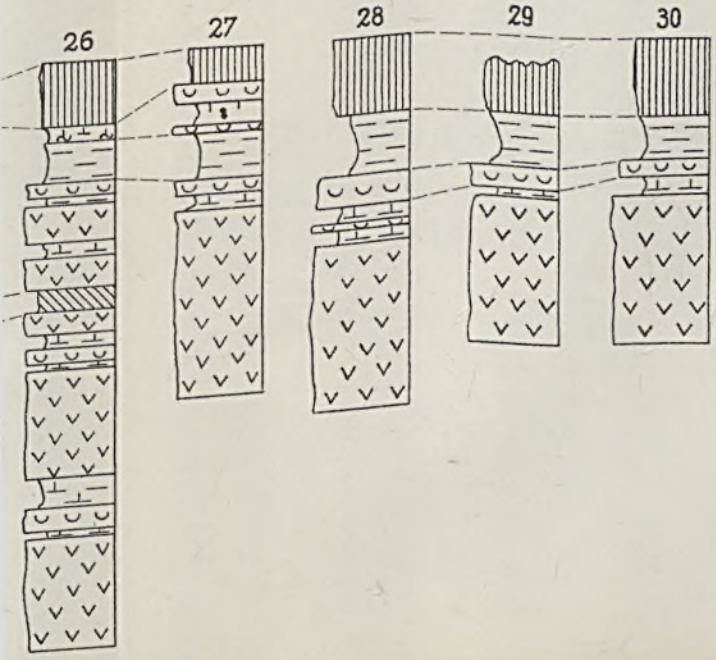
Bearbeitet von Richard Geisler



Signatur für den Quaderkalk (gültig für alle Profile.)







Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Z ZASOBÓW
300SV III

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Th 15008

Tafel 6

Fig. 1 *Ceratites pinguis* nov. spec. 1:2.
Fig. 1 a *Ceratites pinguis*, Querschnitt 1:2.
Fig. 2 *Ceratites enodis* forma *glaber* 1:1.
Fig. 3 *Ceratites alticella* nov. spec. 1:2.
Fig. 3 a *Ceratites alticella*, Querschnitt 1:2.
Fig. 4 *Ceratites enodis* forma *ornatus* 1:1.

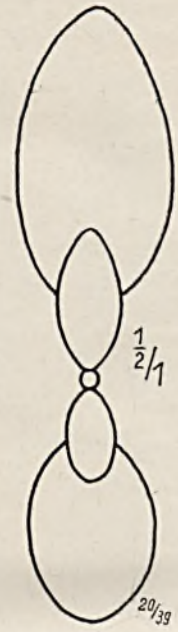


Fig. 1

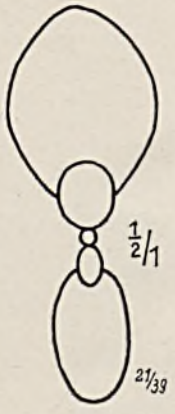
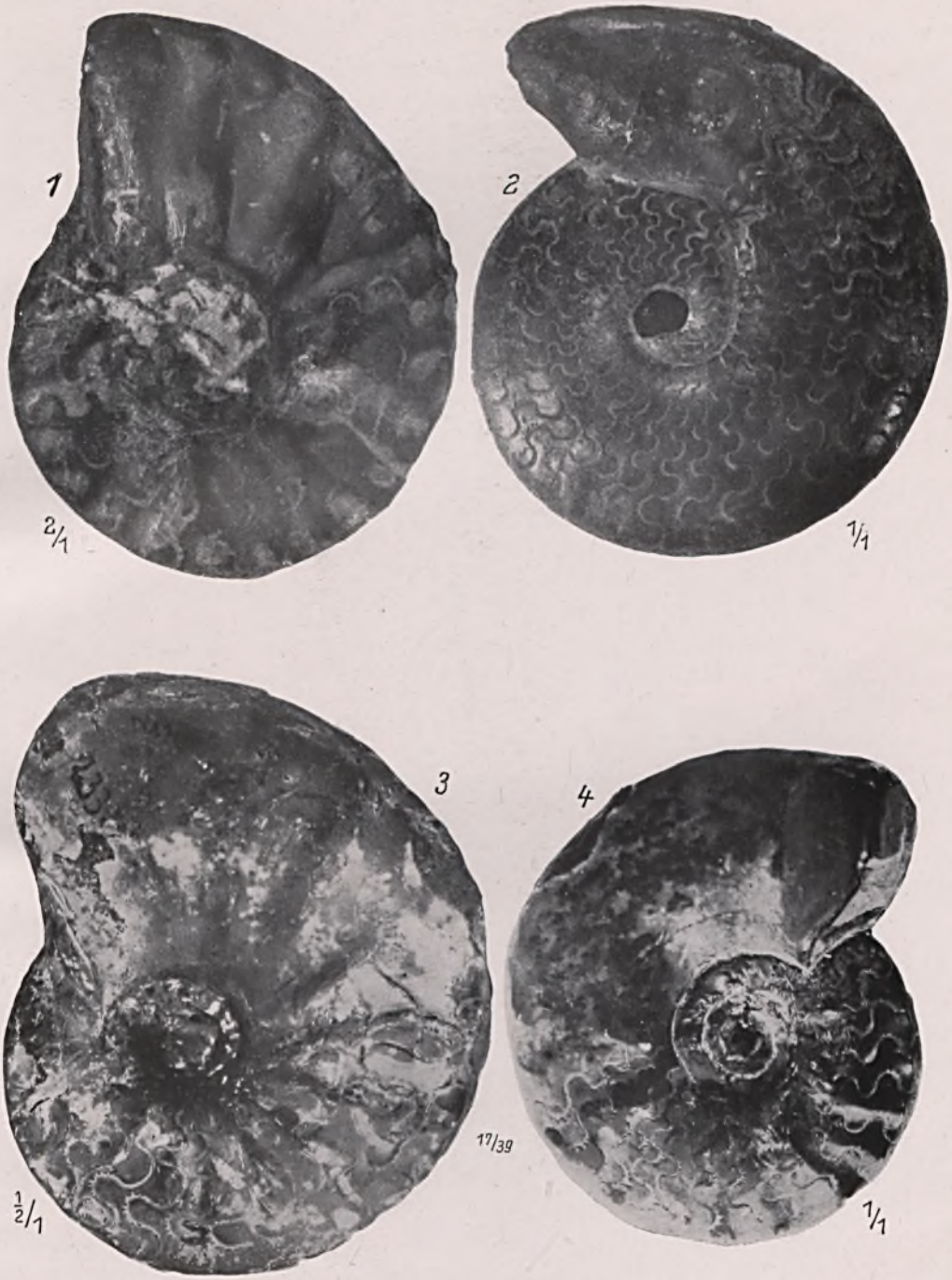


Fig. 3



Richard Geisler: Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalks in der Umgegend von Würzburg

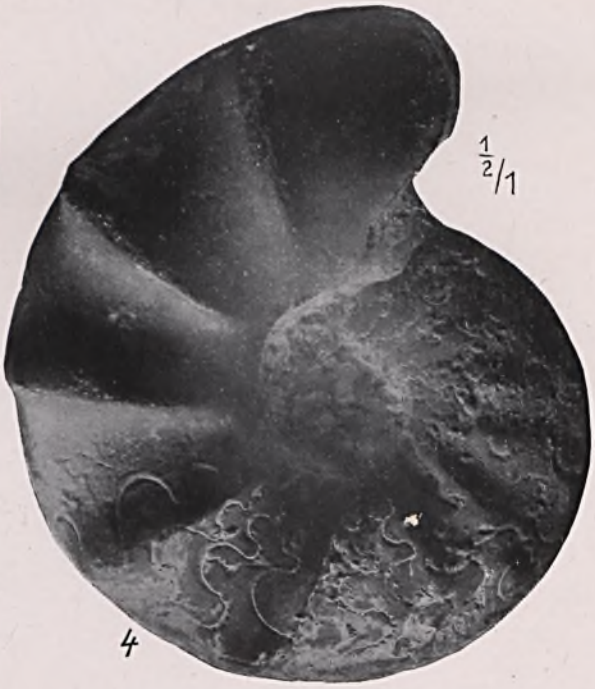
NATURFORSCHENDE GESELL. DANZIG BIBLIOTHEK

Tafel 7

Fig. 1 *Ceratites elegans*, Querschnitt 1:2.
Fig. 2 *Ceratites elegans* nov. spec. 1:2.
Fig. 3 *Ceratites nodosus* var. *gibber*, Querschnitt 1:2.
Fig. 4 *Ceratites nodosus* var. *gibber* 1:2.





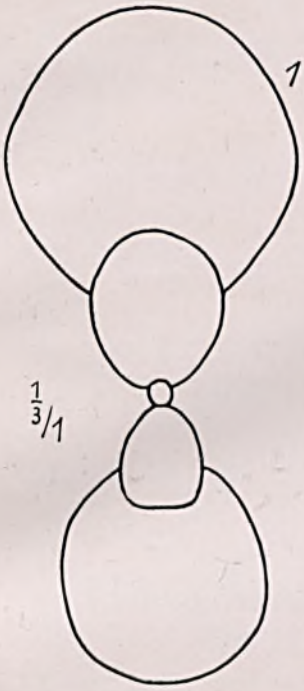


Richard Geisler: Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalks in der Umgegend von Würzburg

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 8

Fig. 1 *Ceratites nodosus* var. *maior* 1:3.
Fig. 2 *Ceratites nodosus* var. *maior*, Querschnitt 1:3.
Fig. 3 u. 4 Ein aberranter (pathologischer ?) Ceratit 1:1,5.









Richard Geisler: Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalks in der Umgegend von Würzburg

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

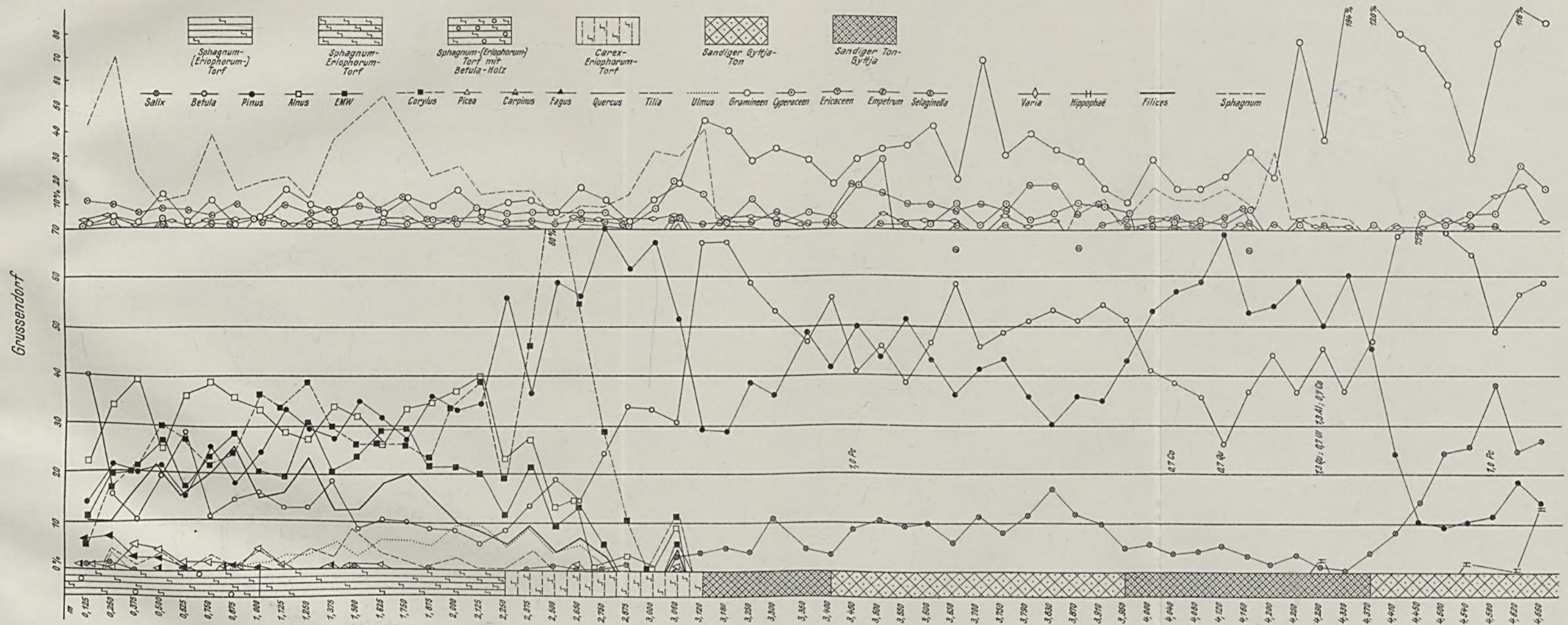
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZAKŁADU
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Grussendorfer Pollendiagramm

Jb. preuß. geol. L.-A., 59, 1938

Bearbeitet von Willi Selle

Tafel 9



Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI UCZELNI
15008

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Geologische Übersichtskarte
des Gebietes zwischen Bayerischem Pfahl und Rundinger Zone

Jb. preuß. geol. L.-A., 59, 1938

bearbeitet von Georg Fischer 1938

Tafel 10



Georg Fischer: Grundgebirge der Bayer. Ostmark

Druck der preuß. geol. L.-A., Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Tafel 11

Fig. 1. Orthoblastomylonit vom Grünbühel bei Chamerau (Schliff 667/37). Das Gestein enthält bis $^1/_2$ cm große Orthoklasspindeln (Or) als mechanische Relikte ehemaliger Orthoklaseinsprenglinge eines porphyrisch struierten Granits. Daneben kommen saure Plagioklase und vereinzelte Cordierite als Reliktkörner vor. Die Bewegungsflächen s′ sind — namentlich um die Feldspäte herum — mit einem sehr feinen Sillimanitfilz bezogen (S). Diese erscheinen in der Aufnahme als dunkle Linien

Fig. 2. Sillimanit-Cordieritgneis vom Hohlbeerberg (Schliff 664/37), Grenze Bl. Cham—Neukirchen. In dem Gestein sind linsige Feldspataugen enthalten, die von außen durch Cordierit (C) verdrängt werden. Die noch erhaltenen Feldspatkerne (F) zeigen zahlreiche Antiperthittäfelchen. Der Feldspat wird außen umflasert vom sillimanitisch-cordieritischen Externgewebe des Gesteins (S = Sillimanit)

Fig. 3. Granatführender Sillimanit-Cordieritgneis. Reliktische Feldspäte (F) ähnlich dem vorhergehenden Schliff. Sie enthalten kleine Granate (G), sowie Biotitblätter (B_1) als s_1 von abweichender Lage gegenüber dem Sillimanit-Extern-s (S)

Fig. 4. Granatporphyroblast in Cordierit-Sillimanitgneis von Theresiental bei Zwiesel (Schliff 668/37). Im Granat (G) zeichnet sich ein einheitliches Intern-s aus langgestreckten Biotit-, Titaneisen- und Quarzkörnern ab. Der Außenrand des Granats ist durch Cordierit verdrängt. Das Externgewebe besteht aus einem unruhigen, mehrscharigen, mit Sillimanit besiedelten Gleitflasersystem, das der Stauung des Gewebes an dem Porphyroblasten entspricht

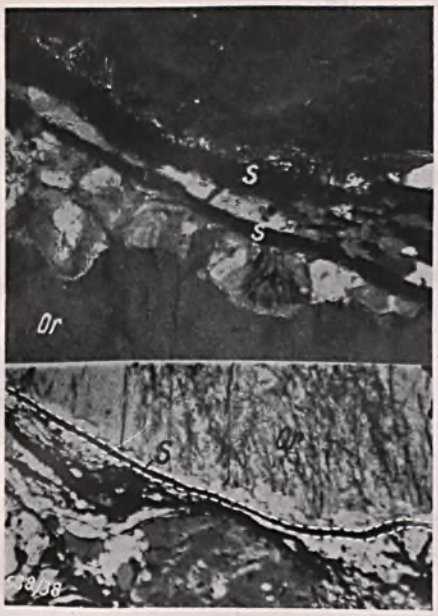


Fig. 1



Fig. 2

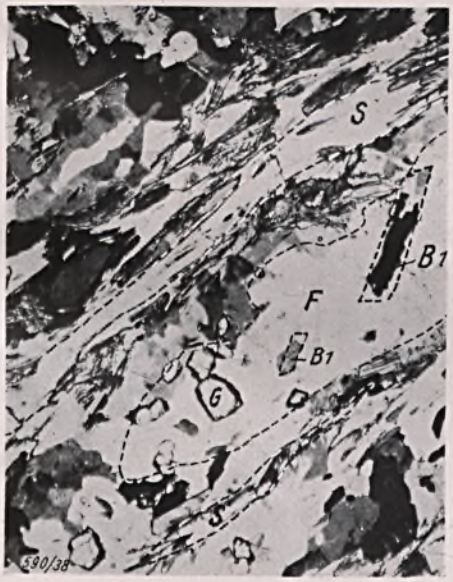
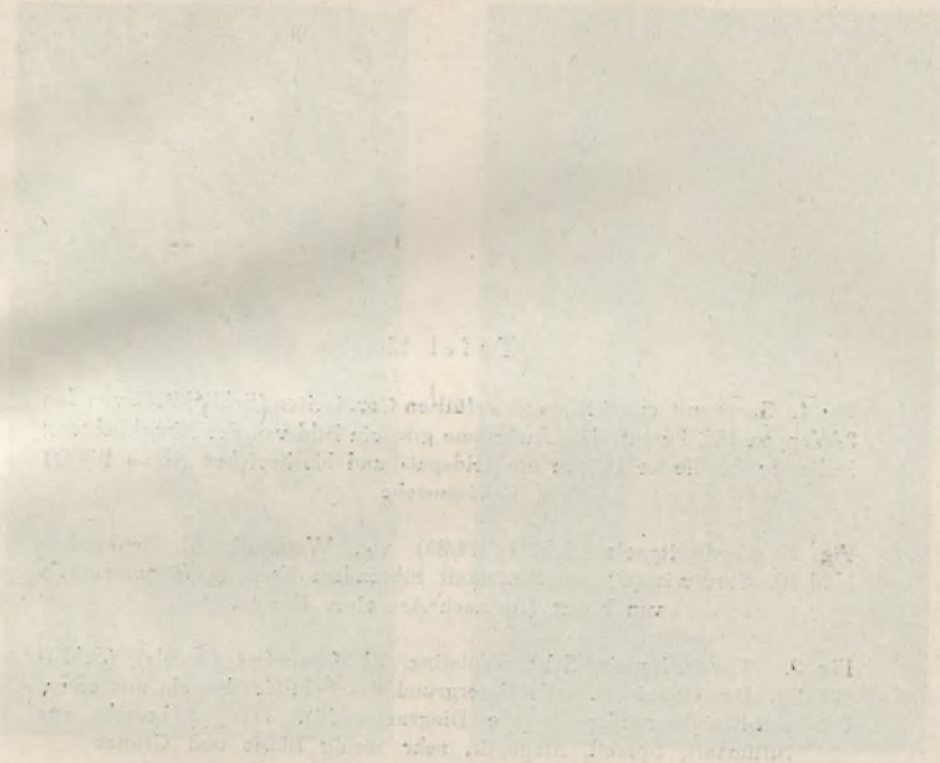


Fig. 3



Fig. 4

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG





Tafel 12

Fig. 1. Gneis mit mit Sillimanit erfüllten Cordieriten (Schliff 358) von den 3-Wappen (Bl. Furth). Die Aufnahme gibt ein Bild von der Einschlichtung isolierter Cordierite (C) in ein feldspat- und biotitreiches (B = Biotit) Gneisgewebe

Fig. 2. Cordieritgneis (Schliff 374/35) von Watzlhof, Bl. Neukirchen b. hl. Bl. Cordierit (C) mit Sillimanit führendem Kern, selbst ummantelt von Biotit (B) nach Art einer Korona

Fig. 3. Cordieritgneis, Stbr. Wölsting, Bl. Cham-Ost (Nicols) (Schliff 627/37). Der einheitlich helle Untergrund des Schliffes besteht aus einem Cordierit-Kleinkorngefüge (siehe Diagramm 16). Das s_1 besteht aus Sillimanit, Spinell, Magnetit, sehr wenig Biotit und Granat

Fig. 4. Derselbe Schliff mit gekreuzten Nicols. Das vollkristalline Kleinkorngefüge des Cordierits tritt klar heraus

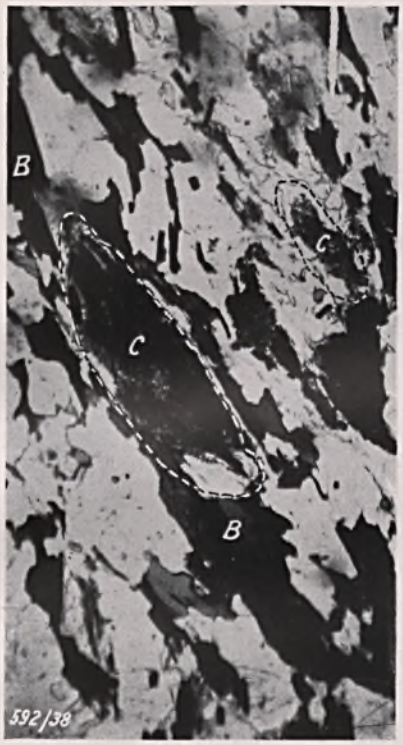


Fig. 1

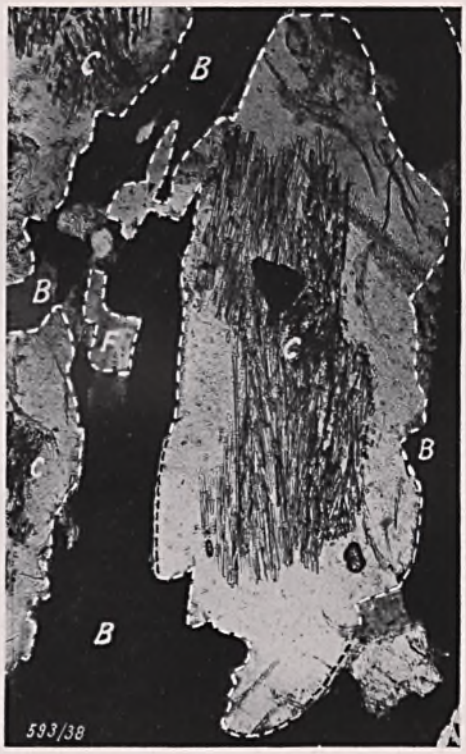


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK





Tafel 13

Fig. 1. Cordieritperlgneis (Schliff 1251/36), Degenberg b. Biberbach. Große rundliche Cordierite (C) enthalten zentral noch kleine Reste eines ehemaligen Sillimanitnadelgefüges (S). Sie sind zementiert durch Magnetkies (M)

Fig. 2. Kleinfalten in einem Sillimanitgneis von Theresiental bei Zwiesel (Schliff 668/37). S = Sillimanitsträhnen, B = Biotit. Die großen Biotite haben sich besonders in den druckentlasteten Scheitelzonen der Sillimanitfalten ausgeschieden

Fig. 3. Sillimanit-Cordieritgneis P. 533 b. Stein auf Bl. Tiefenbach (Schliff 1249/37). Zwischen den mit Sillimanit erfüllten Cordieriten und den übrigen Mineralkörnern erscheint als jüngste Bildung Mikroklin (Mi), infolge K-Zufuhr ins Gestein

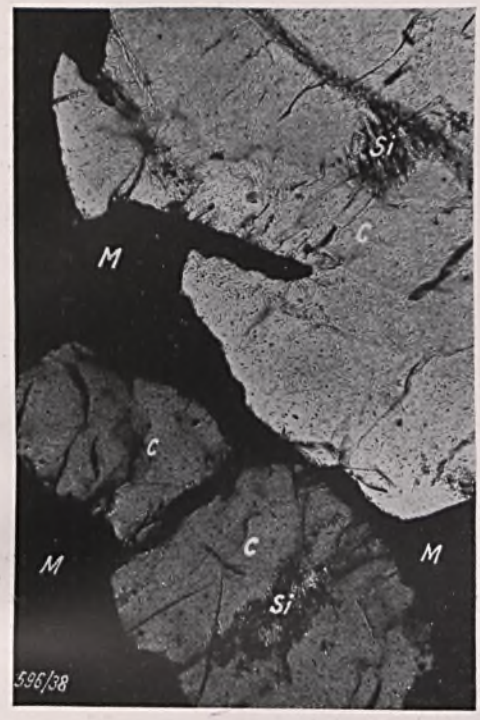


Fig. 1

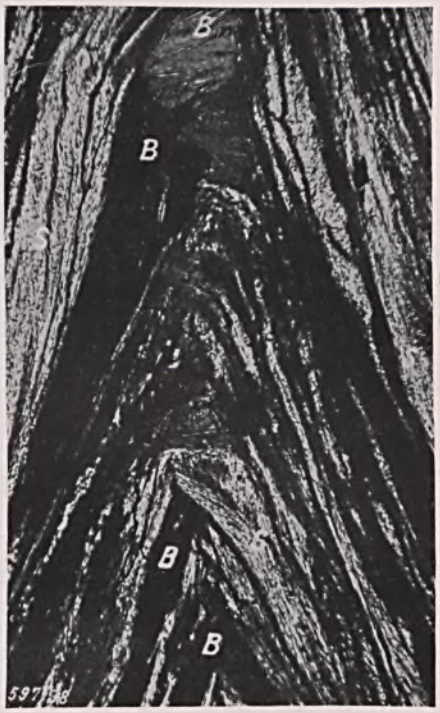


Fig. 2



Fig. 3

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 14

Fig. 1 *Cladochonus* sp. — Hämmerer Hieb. Profil 16, Schicht 29 (s. Abb. 1).
Fig. 2 *Combophyllum (Microcyclus ?) asteriscus* n. sp. — Weinberg. Profil 29, Schicht 29.
Fig. 3 *Zaphrentis* sp. — Weinberg. Profil 32 a.
Fig. 4 *Zaphrentis curvatissima* n. sp. — Hämmerer Hieb. Profil 12, Schicht 17.
Fig. 5 *Zaphrentis curvatissima* n. sp. — Sonneberger Berg. Profil 13 (Fahrstraße Hämmererstraße — Wiefelsburg).
Fig. 6 *Zaphrentis curvatissima* n. sp. — Laasen bei Saalfeld. Tuff.
Fig. 7 *Zaphrentis curvatissima* n. sp. — Hämmerer Hieb. Profil 12, Schicht 17.
Fig. 8 *Metriophyllum volki* n. sp. — Hämmerer Hieb.
Fig. 9 *Metriophyllum volki* n. sp. — Weinberg. Profil 32 a.
Fig. 10 *Metriophyllum volki* n. sp. — Weinberg. Profil 32 a.
Fig. 11 *Lindströmia (?) cornu hirci* n. sp. — Weinberg. Profil 29, Schicht 29.
Fig. 12 *Lindströmia (?) cornu hirci* n. sp. — Kl. Mittelberg, Profil 40, Schicht 42.
Fig. 13 *Amplexus liliiformis* n. sp. — Lerchenberg. Profil 19.
Fig. 14 *Amplexus liliiformis* n. sp. — Lerchenberg. Profil 19, Schicht 253.
Fig. 15 *Syringaxon (Alleynia) thuringiacum* n. sp. — Weinberg. Profil 29, Schicht 29.
Fig. 16 *Syringaxon (Alleynia) thuringiacum* n. sp. — Lerchenberg. Profil 17 b, Schicht 42.
Fig. 17 *Syringaxon (Alleynia) thuringiacum* n. sp. — Weinberg. Profil 29, Schicht 29.
Fig. 18 *Phillipsastraea* cf. *hennahi* (Lonsd.). — Laasen bei Saalfeld. Tuff.
Fig. 19 *Thamnopora cristata* (Blumenb. emend. Frech) n. var. *minor*. — Weinberg. Profil 31, Schicht 80.
Fig. 20 *Thamnopora cristata* (Blumenb. emend. Frech) n. var. *minor*. — Laasen bei Saalfeld, Tuff.
Fig. 21 *Thamnopora cristata* (Blumenb. emend. Frech) n. var. *minor*. — Laasen bei Saalfeld, Tuff.
Fig. 22 *Thamnopora cristata* (Blumenb. emend. Frech) n. var. *minor*. — Laasen bei Saalfeld, Tuff.

Die Originale zu Fig. 6, 18, 20, 21, 22 befinden sich in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin, die anderen in der des Herrn Volk, Steinach i. Th., oder in der Sammlung des Geologischen Instituts zu Erlangen.


4/1
1


2/1
2


2/1
3


3/1
19


4/1
8


4/1
4


5/1
5


3/1
20


3/1
6


2/1
11


4/1
12


4/1
15


3/1
21


4/1
7


3/1
13


3/1
14


5/1
16


5/1
9


3/1
10


3/1
18


5/1
17


3/1
22

phot. u. gez. A. Schultze

W. Weißermel: Die Korallen des thüringischen Devons.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z Zakładowej
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
A 5008

Tafel 15

Fig. 1. *Limea duplicata* GOLDF. Kellaway.
Linke Klappe, Außenseite, $^2/_1$.

Fig. 2. Desgl. von der Innenseite, $^2/_1$.

Fig. 3. *Productus* cfr. *cancrini* DE VERN. U. Zechstein.
Dorsalklappe.

Fig. 4. *Gyrogonites* sp. ? U. Buntsandstein.
Oogonien im Zusammenhange mit den Seitenästen.

Fig. 5—8. *Gresslya borussica* n. sp. Kellaway.
5. Vergrößerte Schalenoberfläche, $^5/_1$, die radialen Körnchenreihen zeigend.

Fig. 6. Rechte Klappe, $^2/_1$

Fig. 7. Linke Klappe, $^2/_1$

Fig. 8. Ansicht von oben, $^2/_1$



1



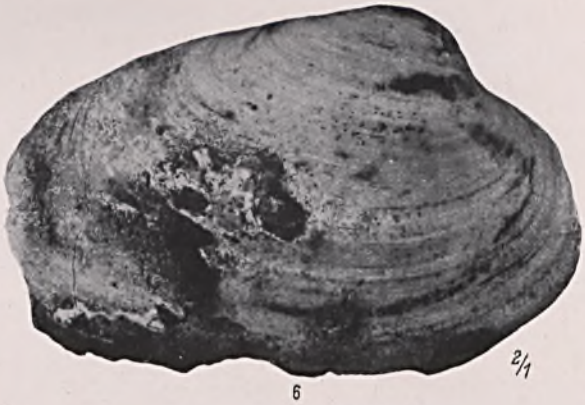
2



3



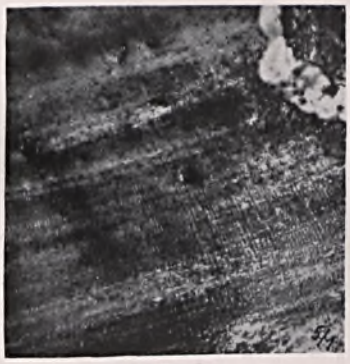
4



6



7



5



8

599/38

P. G. Krause: Die Tiefbohrung Tilsit-Waldhof

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III A 5008

Tafel 16

Fig. 1—2 *Imitoceras* sp. Ruß-Schiefer vom Buschteich bei Schleiz. Orig. im Geol. Landesmus. Berlin.

1. Größeres Bruchstück. 1×.

2. Kleines Bruchstück eines anderen Exemplars. 1×.

Fig. 3 *Cycloceras lateseptatum* SCHDWF. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 2×.

Fig. 4 *Protocanites quadratus* (SCHDWF.). Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 2×.

Fig. 5 *Protocanites* (?) cf. *quadratus* (SCHDWF.). Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Zeulenroda; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 1×.

Fig. 6 *Imitoceras apertum* SCHDWF. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. im Städt. Mus. Gera. 1×.

6 a. Seitenansicht.

6 b. Externseite mit zwei ungeteilten Außenloben.



1



2



3



5



4



6a



6b

phot. u. gez. Pütz

O. H. Schindewolf: Zur Stratigraphie des oberfränk.-ostthüring. Unterkarbons.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
III 15208

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł. 15008

Tafel 17

Fig. 1—2 *Acrocanites multilobatus* SCHDWF. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf.

1. Abdruck im Städt. Mus. Gera. 3×.

2. Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 2×.

Fig. 3 *Münsteroceras eurpomphalum* (SCHDWF.). Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 2×.

Fig. 4 *Pericyclus (Pericyclus) dilatatus* SCHDWF. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 2×.

Fig 5 *Pericyclus (Pericyclus) carinatus* SCHDWF. Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 2,5×.

Fig. 6 *Pericyclus (Pericyclus)* aff. *carinatus* SCHDWF. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Gera; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 3×.

Fig. 7—8 *Goniatites angustilobatus* (SCHDWF.). Holotyp. Geoden-Horizont von Zadelsdorf. Orig. im Städt. Mus. Gera.

7. Ausguß des Hohldrucks im Geol. Landesmus. Berlin. 2×.

8. Steinkern eines jugendlichen Gehäusestadiums des gleichen Exemplars, lose im Inneren des größeren Hohldrucks gefunden. Stirnansicht. 2×.

Fig. 9 *Pericyclus (Caenocyclus) perisphinctoides* SCHDWF. Holotyp. Sandstein von Zadelsdorf. Orig. des Hohldrucks im Städt. Mus. Zeulenroda; Abguß im Geol. Landesmus. Berlin. 1×.


1


2

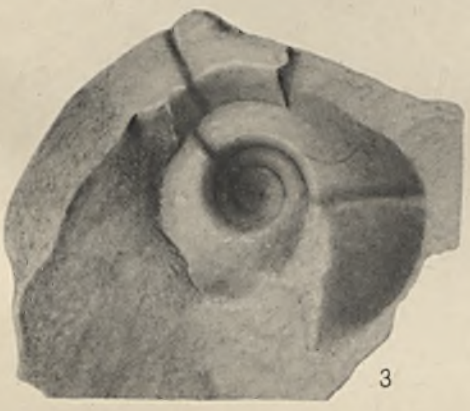

6


5


7


4


8


3


9

phot. Schindewolf, gez. Pütz

O. H. Schindewolf: Zur Stratigraphie des oberfränk.-ostthüring. Unterkarbons.

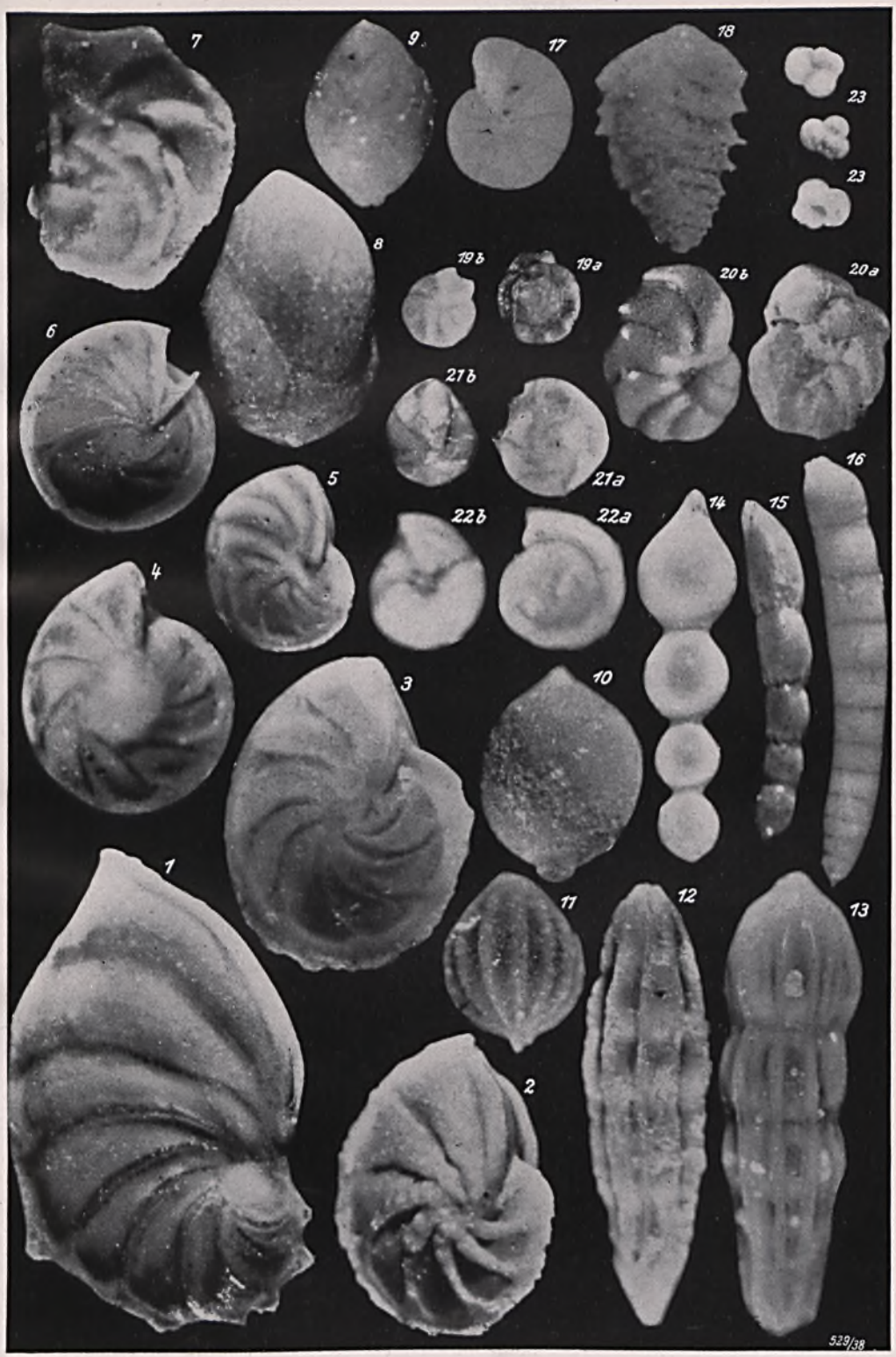
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 18

Unteroligozän von Helmstedt

Fig. 1 *Gladiaria (Cristellaria) herrmanni* Andreae, 35:1
Fig. 2—3 *Cristellaria prominula* Rss., 40:1
Fig. 4 *Cristellaria umbonata* Rss., 40:1
Fig. 5 *Robulina beyrichi* Born., 17:1
Fig. 6 *Robulina nitida* Rss., 17:1
Fig. 7 *Robulina angulata* Rss. var. *costata* n. var., 40:1
Fig. 8 *Polymorphina semiplana* Rss., 35:1
Fig. 9 *Glandulina elliptica* Rss., 35:1
Fig. 10 *Lagena globulus* Rss., 35:1
Fig. 11 *Lagena isabella* d'Orb., 35:1
Fig. 12 *Nodosaria raphanus* Linné, 35:1
Fig. 13 *Nodosaria intercostata* Rss., 35:1
Fig. 14 *Nodosaria (Dentalina) soluta* Rss., 35:1
Fig. 15 *Nodosaria (Dentalina) proteus* Rss., 35:1
Fig. 16 *Nodosaria (Dentalina) approximata* Rss., 35:1
Fig. 17 *Nonionina affinis* Rss., 50:1
Fig. 18 *Textularia lacera* Rss., (?), 50:1
Fig. 19 *Pulvinulina umbonata* Rss., 25:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 20 *Truncatulina dutemplei* d'Orb., 40:1
Fig. 21 *Gyroidina conica* n. sp., 40:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 22 *Rotalia girardana* Rss., 50:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 23 *Globigerina bulloides* d'Orb., 35:1

32



W. Wick: Biostratigraphische Gliederung des jüngeren Tertiärs Phot. Buchhammer, Marburg/L.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 19

Mitteloligozän von Pietzpuhl

Fig. 1 *Cristellaria spectabilis* Rss., 40:1
Fig. 2 *Cristellaria beyrichi* Born., 35:1
Fig. 3 *Cristellaria tangentialis* Rss., 35:1
Fig. 4—6 *Perisphinctina (Cristellaria) articulata* Rss., 40:1
Fig. 7 *Perisphinctina (Cristellaria) depauperata* Rss., 40:1
Fig. 8 *Cristellaria hauerina* d'Orb., 40:1
Fig. 9 *Glandulina laevigata* d'Orb., 35:1
Fig. 10 *Polymorphina problema* d'Orb., 35:1
Fig. 11 *Polymorphina (Globulina) gibba* d'Orb., 35:1
Fig. 12 *Chilostomella cylindrica* Rss., 35:1
Fig. 13 *Sphaeroidina austriaca* d'Orb., 35:1
Fig. 14 *Nodosaria grandis* Rss., 35:1
Fig. 15 *Textularia carinata* d'Orb., 35:1
Fig. 16 *Gaudryina siphonella* Rss., 35:1
Fig. 17 *Quinqueloculina triangularis* d'Orb., 35:1
Fig. 18 *Spiroloculina canaliculata* d'Orb., 30:1
Fig. 19 *Rotalia bulimoides* Rss., 50:1
Fig. 20 *Truncatulina ungeriana* d'Orb., 35:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 21 *Rotalia girardana* Rss., 50:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite

Jb. preuß. geol. L.-A., 59, 1938



W. Wick: Biostratigraphische Gliederung des jüngeren Tertiärs

Phot. Buchhammer, Marburg/L.

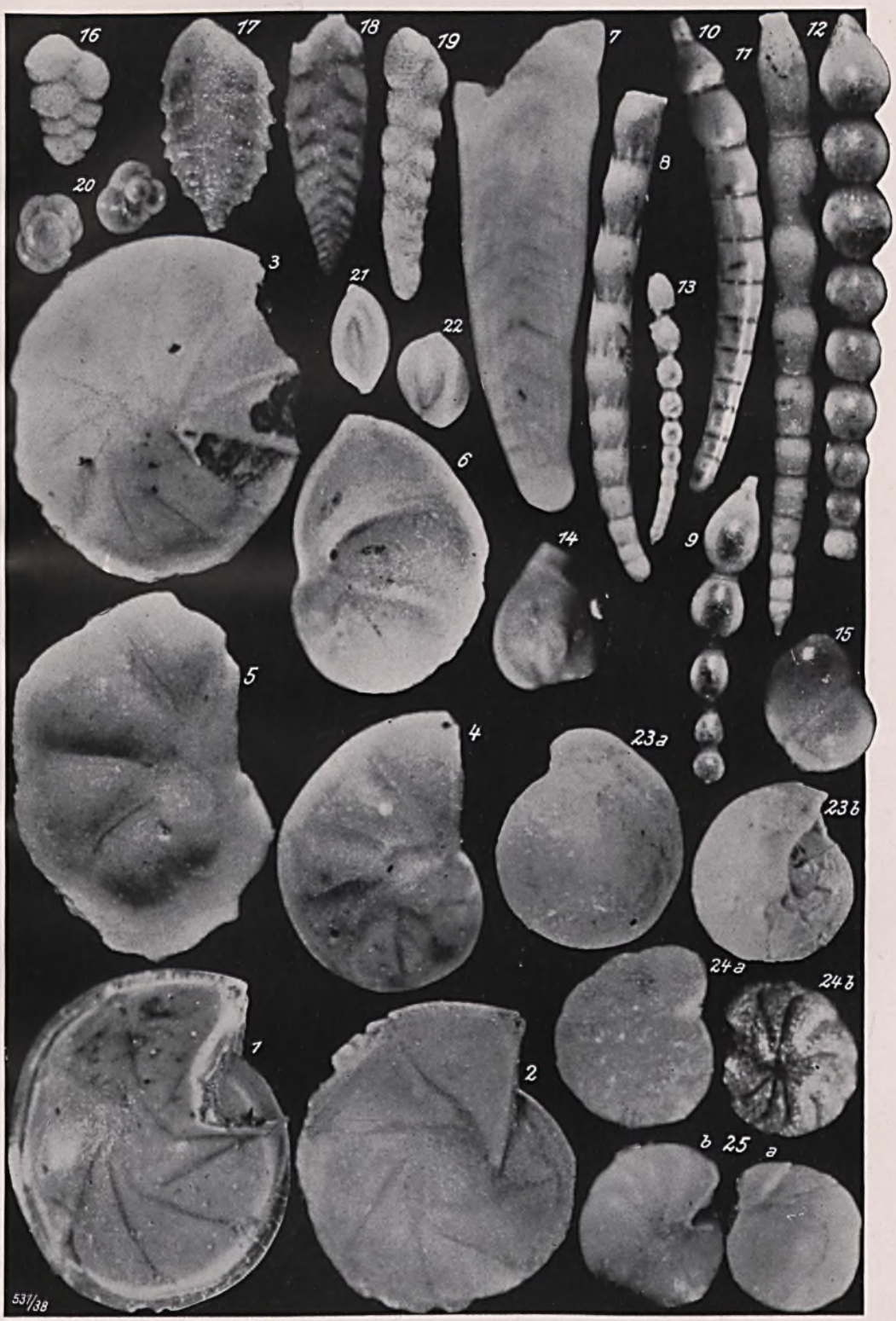
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 20

Höherer Septarienton: Fig. 1, 2, 4, 8—25 von Klepps bei Loburg. Fig. 3 bis 5, 6 von Schönebeck a. d. Elbe.

Oberoligozän: Fig. 7 aus den Meeressanden von Kassel.

Fig. 1—2 *Cristellaria tangentialis* Rss., 35:1
Fig. 3 *Cristellaria nitida* Rss., 35:1
Fig. 4 *Perisphinctina (Cristellaria) articulata* Rss., 40:1
Fig. 5—6 *Perisphinctina (Cristellaria) depauperata* Rss., 40:1
Fig. 7 *Frondicularia applanata* n. sp., 35:1
Fig. 8 *Nodosaria semicostata* Rss., 30:1
Fig. 9 *Nodosaria (Dentalina) soluta* Rss., 30:1
Fig. 10 u. 12 *Nodosaria consobrina* Rss., 30:1
Fig. 11 *Nodosaria grandis* Rss., 30:1
Fig. 13 *Nodosaria adolphina* d'Orb., 35:1
Fig. 14 *Polymorphina semiplana* Rss., 35:1
Fig. 15 *Polymorphina (Globulina) gibba* d'Orb., 35:1
Fig. 16 *Textularia globifera* Rss., 35:1
Fig. 17 *Textularia carinata* d'Orb., 35:1
Fig. 18 *Textularia attenuata* Rss., 35:1
Fig. 19 *Gaudryina siphonella* Rss., 35:1
Fig. 20 *Sphaeroidina austriaca* d'Orb., 35:1
Fig. 21 *Spiroloculina tenuis* Czizek, 35:1
Fig. 22 *Quinqueloculina triangularis* d'Orb., 35:1
Fig. 23 *Epistomina partschiana* d'Orb., 40:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 24 *Truncatulina ungeriana* d'Orb., 50:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 25 *Rotalia dutemplei* d'Orb., 40:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite



W. Wick: Biostratigraphische Gliederung des jüngeren Tertiärs Phot. Buchhammer, Marburg/L.

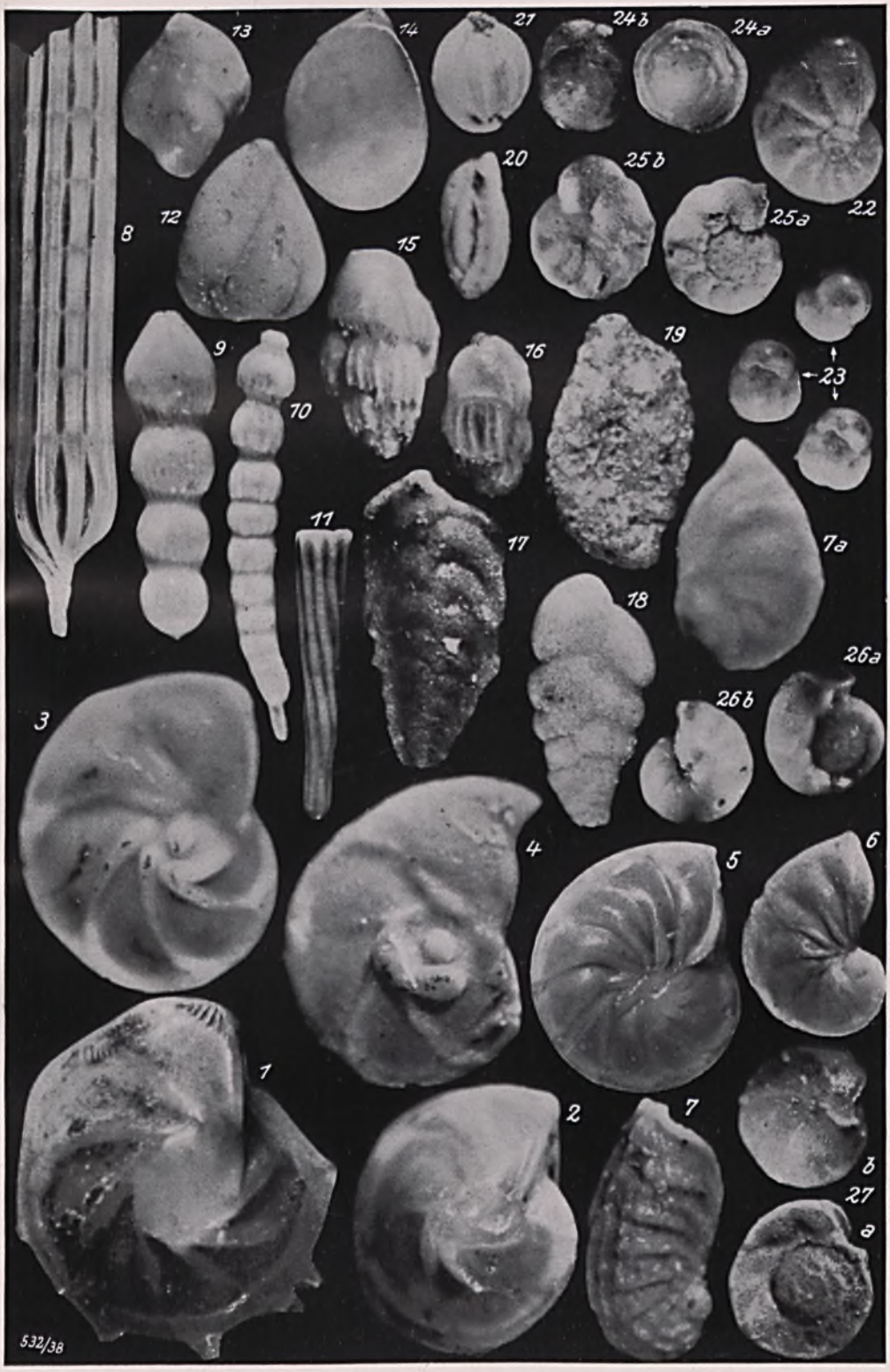
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURF. GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 21

Mittelmiozän: Fig. 1, 7, 7 a, 8, 11—13, 15—20, 22—23, 25—26 von Woltrup. Fig. 2—6, 9—10, 14, 21, 23—24, 27 von Ankum.

Fig. 1 *Robulina echinata* d'Orb., 35:1
Fig. 2 *Robulina callocostata* n. sp. Rss., 35:1
Fig. 3—4 *Perisphinctina (Cristellaria) articulata* Rss. var. *costata* n. var., 35:1
Fig. 5 *Robulina integra* Born., 17:1
Fig. 6 *Cristellaria excisa* Born., 17:1
Fig. 7 *Gladiaria (Cristellaria) multilimbosa* n. sp., 35:1
Fig. 7 a *Perisphinctina (Cristellaria) depauperata* Rss., 35:1
Fig. 8 *Nodosaria bacillum* Defr., 17:1
Fig. 9 *Nodosaria badensis* d'Orb., 40:1
Fig. 10 *Nodosaria adolphina* d'Orb., 35:1
Fig. 11 *Nodosaria bifurcata* d'Orb., 40:1
Fig. 12 *Polymorphina semiplana* Rss., 50:1
Fig. 13 *Polymorphina problema* d'Orb., 35:1
Fig. 14 *Polymorphina (Globulina) minuta* Römer, 35:1
Fig. 15 *Bulimina buchiana* d'Orb., 50:1
Fig. 16 *Uvigerina pygmaea* d'Orb., 50:1
Fig. 17 *Textularia carinata* d'Orb., 40:1
Fig. 18 *Textularia cognata* Rss., 40:1
Fig. 19 *Quinqueloculina agglutinans* d'Orb., 50:1
Fig. 20 *Quinqueloculina antiqua* Fr., 50:1
Fig. 21 *Quinqueloculina triangularis* Rss., 35:1
Fig. 22 Nonionina communis d'Orb., 50:1
Fig. 23 *Sphaeroidina austriaca* d'Orb., 40:1
Fig. 24 *Asterigerina gürichi* Fr., 35:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 25 *Truncatulina ungeriana* d'Orb., 40:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 26 *Rotalia girardana* Rss., 35:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 27 *Rotalia dutemplei* d'Orb., 35:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite


13
14
21
24b
24a
20
25b
25a
22
8
12
15
9
16
19
23
10
11
17
7a
18
26a
26b
3
4
5
6
1
2
7
b
27
a
532/38

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 22

Höheres Miozän von Twistringen-Beckstedt

Fig. 1 *Cristellaria cultrata* d'Orb., 35:1
Fig. 2 *Cristellaria umbonata* Rss., 35:1
Fig. 3 *Cristellaria calcar* d'Orb., 35:1
Fig. 4 *Cristellaria imperatoria* d'Orb., 35:1
Fig. 5 *Perisphinctina (Cristellaria) depauperata* Rss., 40:1
Fig. 6 *Polymorphia megapolitana* Clodius, 35:1
Fig. 7 *Polymorphina (Globulina) gibba* d'Orb., 35:1
Fig. 8 *Polymorphina problema* d'Orb., 50:1
Fig. 9 *Nodosaria affinis* d'Orb.?, 35:1
Fig. 10 *Gaudryina siphonella* Rss.?, 40:1
Fig. 11 *Nonionina communis* d'Orb., 50:1
Fig. 12 *Polystomella striato-punctata* Fichtel & Moll, 50:1
Fig. 13 *Frondicularia levis* n. sp., 35:1
Fig. 14 *Bulimina buchiana* d'Orb., 50:1
Fig. 15 *Virgulina pertusa* Rss., 35:1
Fig. 16—18 *Uvigerina pygmaea* d'Orb., 50:1
Fig. 19 *Textularia carinata* d'Orb., 35:1
Fig. 20 *Epistomina partschiana* d'Orb., 35:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 21 *Truncatulina ungeriana* d'Orb., 35:1
Fig. 22 *Asterigerina gürichi* Fr., 35:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite
Fig. 23 *Rotalia dutemplei* d'Orb., 35:1
Fig. 24 *Truncatulina lobatula* d'Orb., 40:1
a) Gewindeseite, b) Nabelseite



W. Wick: Biostratigraphische Gliederung des jüngeren Tertiärs Phot. Buchhammer, Marburg/L.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 23

Höheres Miozän: Fig. 1, 7 u. 12 aus Lüneburg, alle anderen aus Hohenwoos.

Fig. 1 *Cristellaria magna* n. sp., 30:1
Fig 2 *Cristellaria inornata* d'Orb., 35:1
Fig. 3 *Polymorphina problema* d'Orb., 50:1
Fig. 4 *Polymorphina megapolitana* Clodius, 30:1
Fig. 5 *Textularia partschi* Czizek, 40:1
Fig. 6 *Textularia carinata* d'Orb., 35:1
Fig. 7 *Textularia abbreviata* d'Orb., 30:1
Fig. 8 *Virgulina pertusa* Rss., 35:1
Fig. 9 *Uvigerina pygmaea* d'Orb., 50:1
Fig. 10 *Uvigerina semiornata* d'Orb., 50:1
Fig. 11 *Uvigerina urnula* d'Orb., 60:1
Fig. 12 *Frondicularia applanata* n. sp. var. *gigas* n. var.,, 17:1
Fig. 13 *Bigenerina nodosaria (agglutinans)* d'Orb., 50:1
Fig. 14 *Quinqueloculina agglutinans* d'Orb., 40:1
Fig. 15 *Truncatulina lobatula* d'Orb., 50:1
Fig. 16 *Nonionina communis* d'Orb., 50:1



W. Wick: Biostratigraphische Gliederung des jüngeren Tertiärs Phot. Buchhammer, Marburg/L.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 24

Aenigmatophyllum gothani (KRESTEW) HARTUNG-GOTHAN em. Turon. Zentralbalkan (Bulgarien). Gruben Prinz Boris und Izvor bei Pladschkowzi (in der Gegend von Trewna-Gabrovo).

Fig. 1—4 Nat. Größe. Variation der Blattgröße.

Fig. 5 2:1. Außer der Mittelader sind Nebenadern auf den Fiederblättchen sichtbar. Vergrößerter Teil von Abb. 2.

Originale von Fig. 1 und 5: Slg. preuß. geol. L.-A., Berlin; Fig. 2: Slg. Mus. Naturk., Berlin; Fig. 3 u. 4: Slg. geol. Inst. Sofia.



Hartung-Gothan: *Callipteridium gothani* KRESTEW aus der Oberen Kreide Bulgariens

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 25

Fig. 1. Probe I. Bogheadkohle aus dem Ruhrgebiet.
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

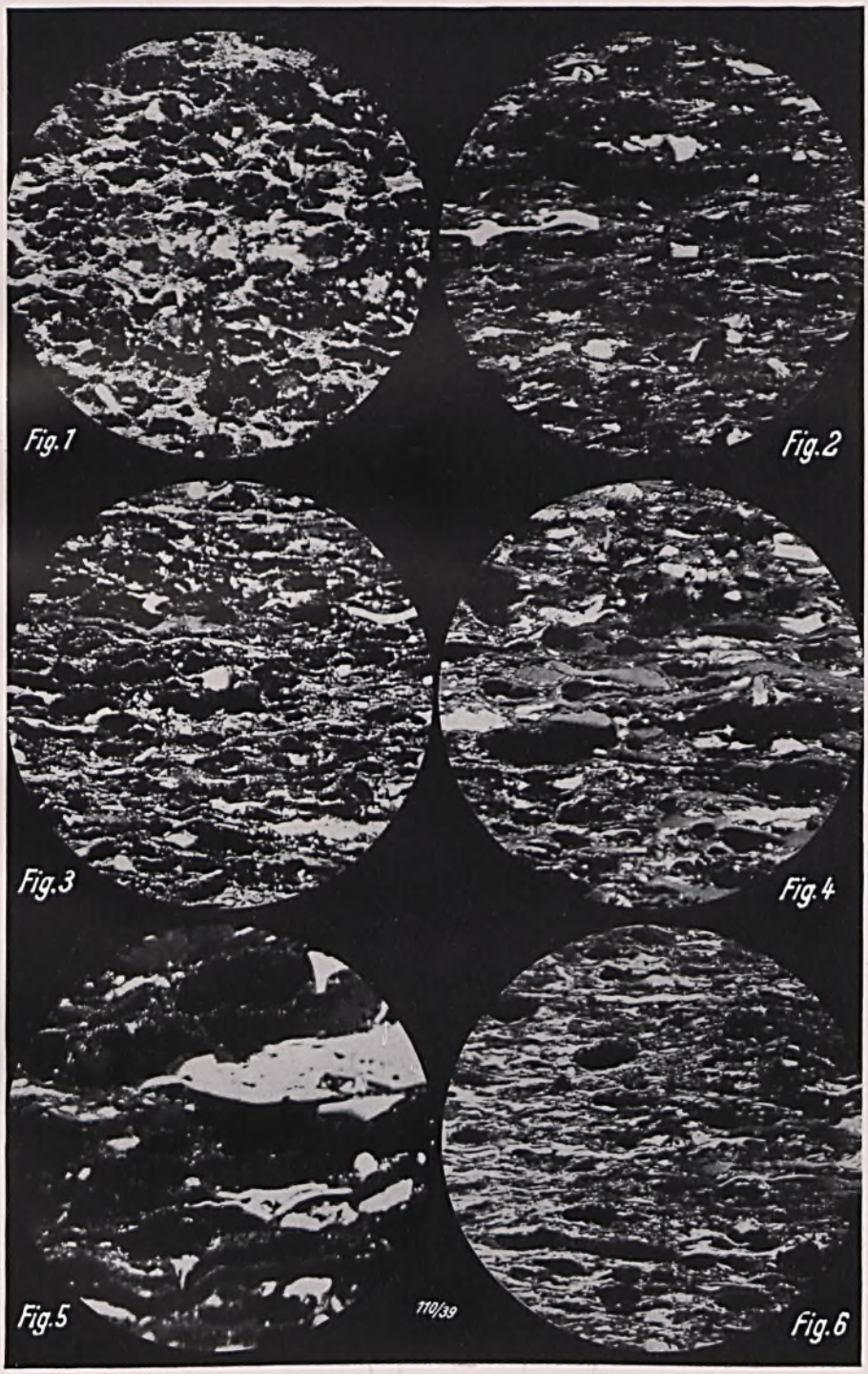
Fig. 2. Probe II. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 3. Probe II. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 4. Probe II. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 5. Probe II. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 500

Fig. 6. Probe III. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200



R. Olbrich: Kohlenpetrographische Untersuchungen

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 26

Fig. 1. Probe III. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Horizontalanschliff unter Öl, v = 200

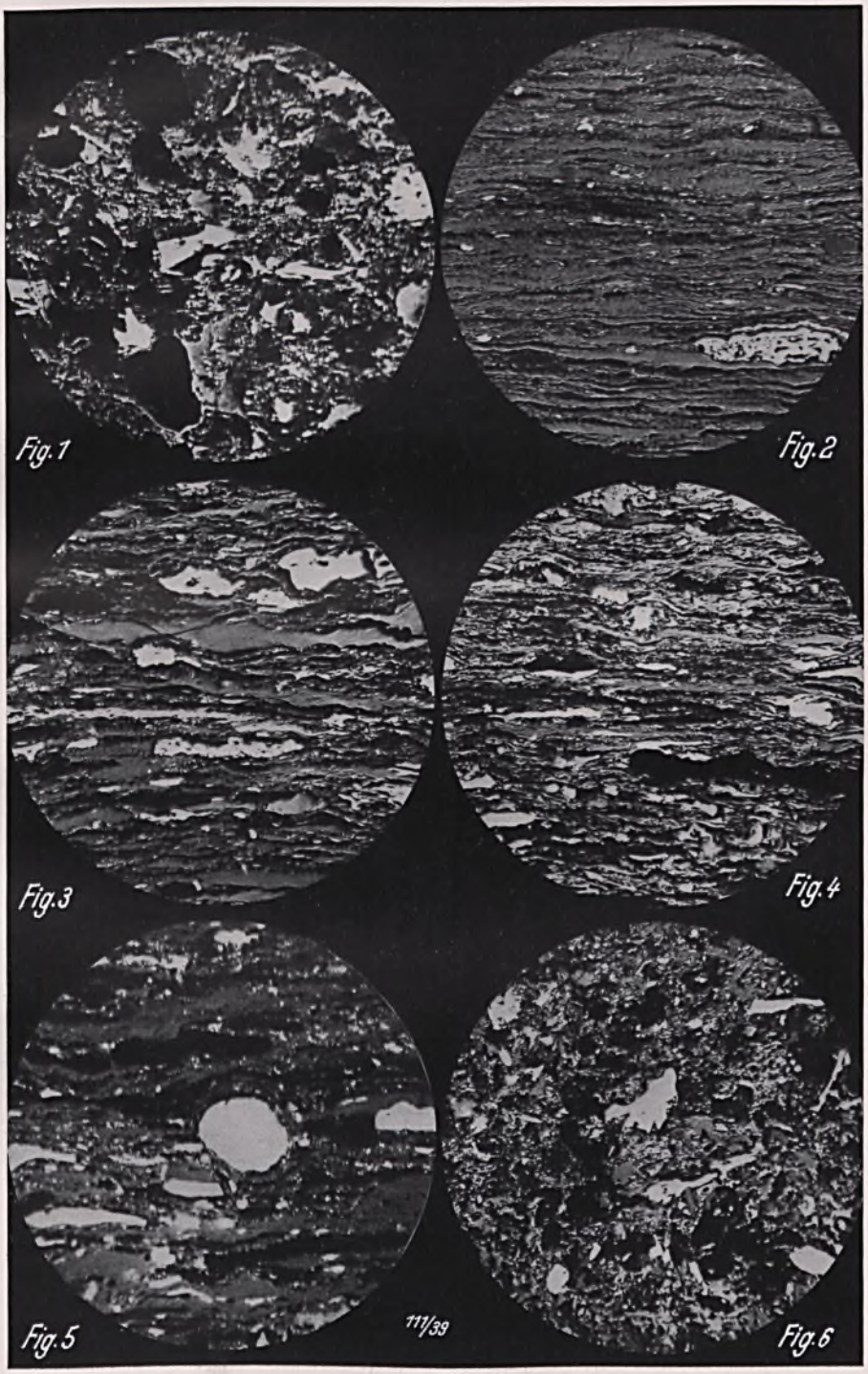
Fig. 2. Probe IV. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 3. Probe IV. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 4. Probe IV. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 5. Probe IV. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 500

Fig. 6. Probe IV. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Horizontalanschliff unter Öl, v = 200



R. Olbrich: Kohlenpetrographische Untersuchungen

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 27

Fig. 1. Probe V. Gasflammkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

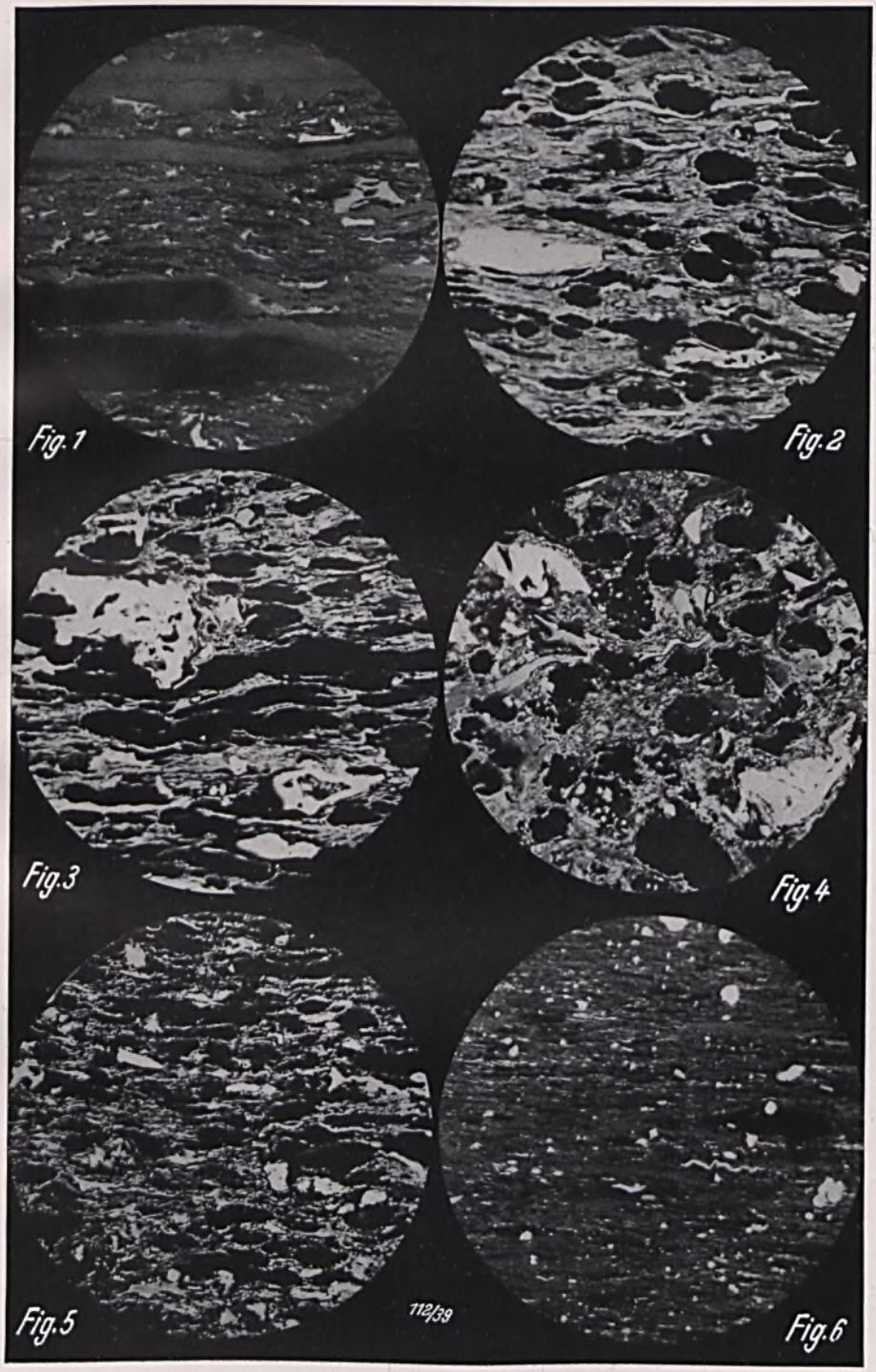
Fig. 2. Probe VI. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 3. Probe VI. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 4. Probe VI. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Horizontalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 5. Probe VII. Kannelbogheadkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 6. Probe VIII. Bogheadkannelkohle aus dem Saargebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200



R. Olbrich: Kohlenpetrographische Untersuchungen

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 28

Fig. 1. Probe VIII. Bogheadkannelkohle aus dem Saargebiet
Horizontalanschliff unter Öl, v = 200

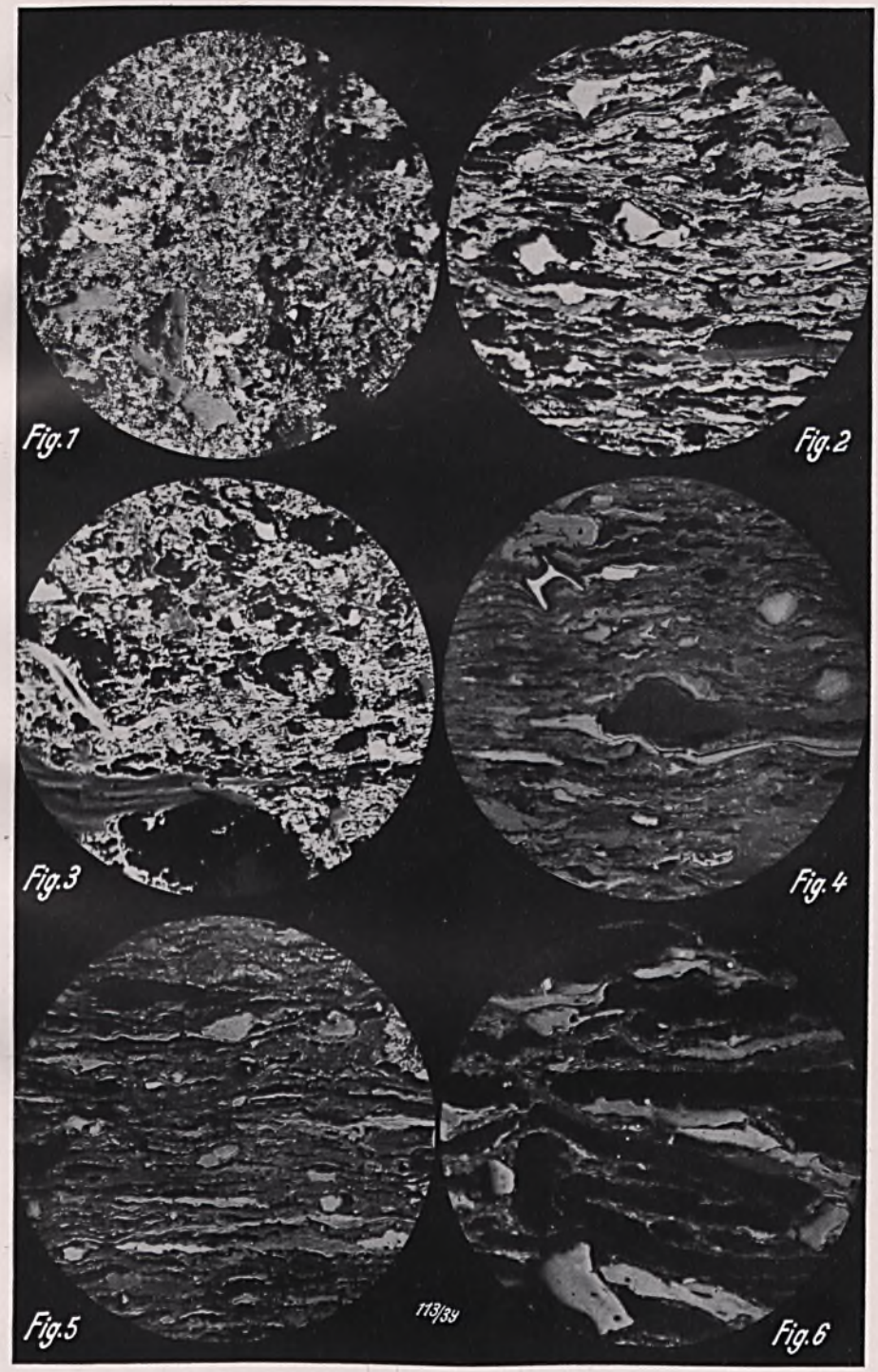
F,g. 2. Probe IX. Bogheadkannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 3. Probe IX. Bogheadkannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Horizontalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 4. Probe X. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 5. Probe XI. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 6. Probe XII. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200



R. Olbrich: Kohlenpetrographische Untersuchungen

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 29

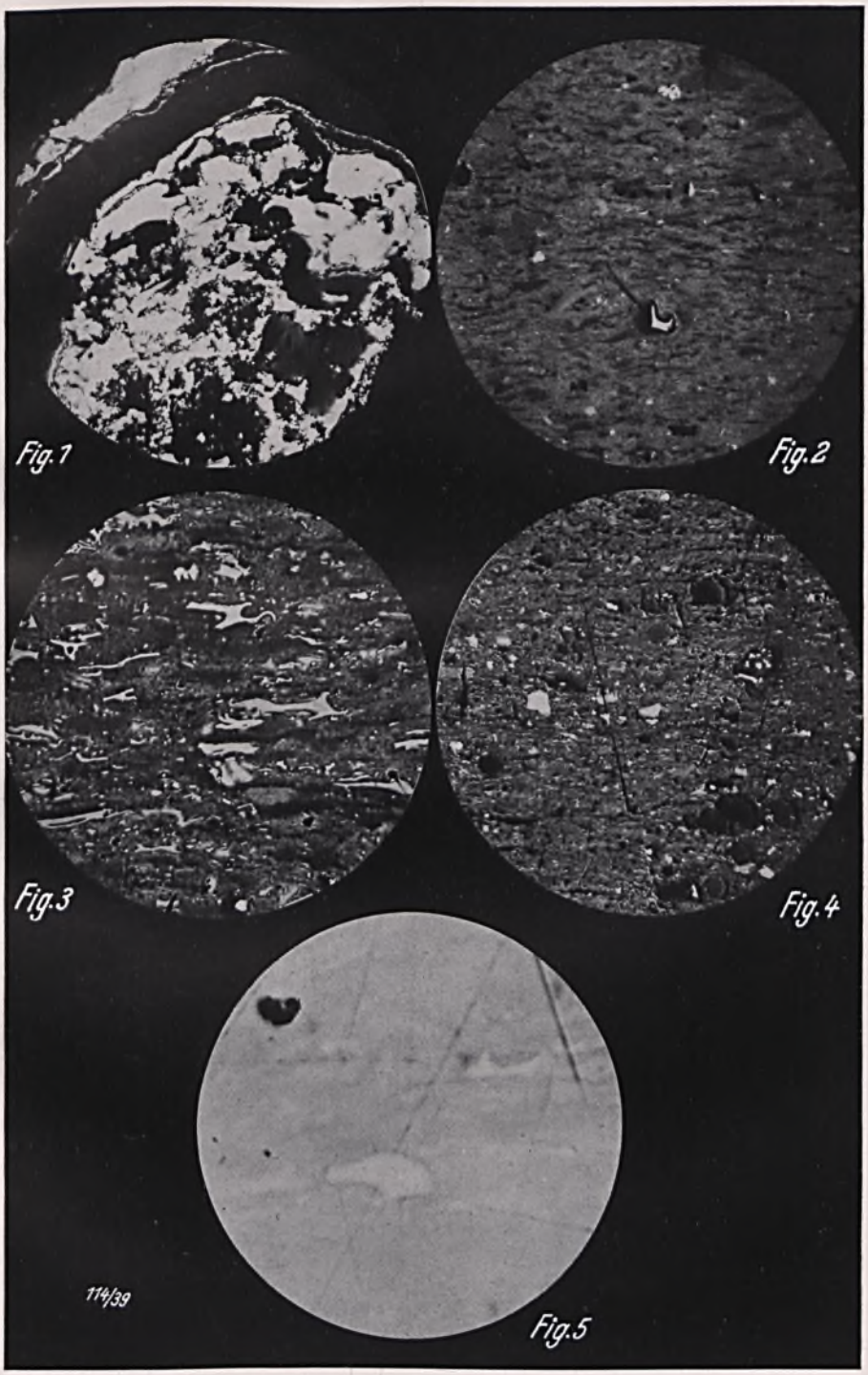
Fig. 1. Probe XII. Kannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 2. Probe XIII. Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 3. Probe XIV. Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 4. Probe XV. Metakannelkohle aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

Fig. 5. Probe XVI. Anthrazit aus dem Ruhrgebiet
Vertikalanschliff unter Öl, v = 200

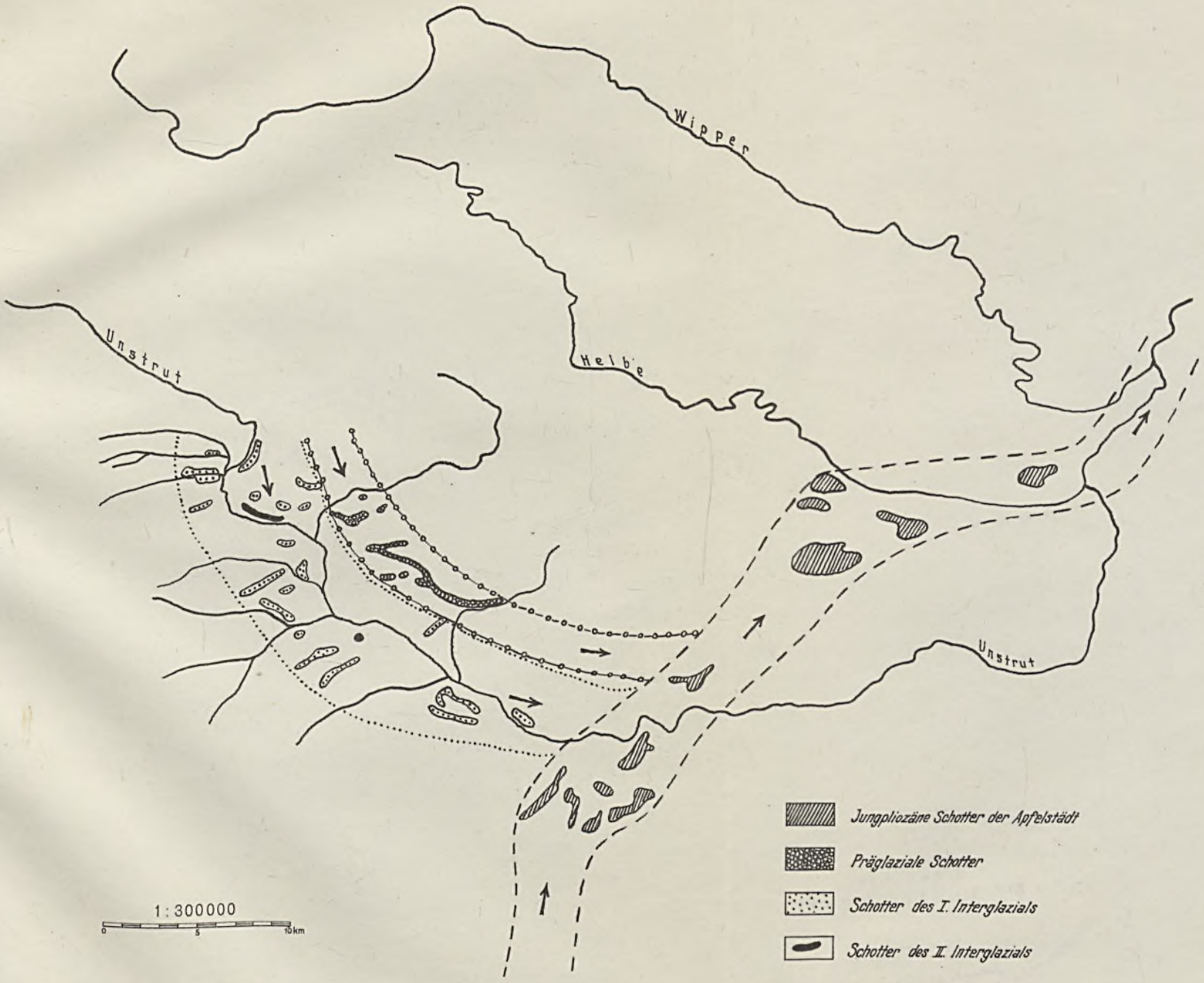


R. Olbrich: Kohlenpetrographische Untersuchungen

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Der Unstrutlauf seit dem Pliozän

Bearbeitet von Gerhard Mempel



Druck der preuß. geol. Landesanstalt. Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III/15008

Jb. preuß. geol. L.-A., 59, 1938

Kluftzonen und Erdfallquellen in Nordwest-Thüringen

Bearbeitet von Gerhard Mempel



Gerhard Mempel: Hydrologische Verhältnisse Nordwest-Thüringens

Druck der preuß. geol. Landesanstalt. Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Kluftzonen und Kalktufflager in Nordwest-Thüringen

Bearbeitet von Gerhard Mempel



Druck der preuß. geol. Landesanstalt. Berlin

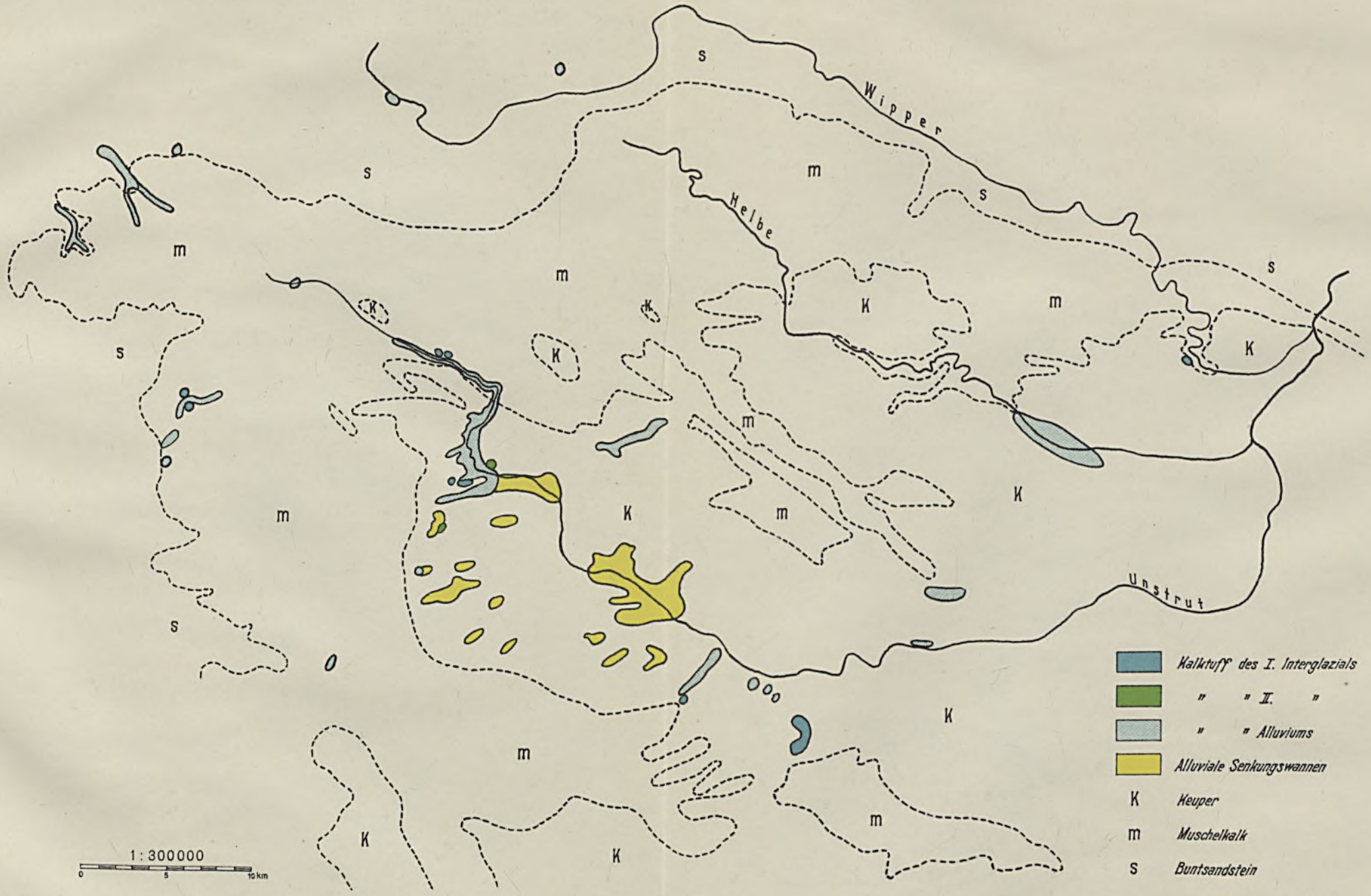
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA ... BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Kalktufflager und Langwannen in Nordwest-Thüringen

Bearbeitet von Gerhard Mempel



Gerhard Mempel: Hydrologische Verhältnisse Nordwest-Thüringens

Druck der preuß. geol. Landesanstalt. Berlin

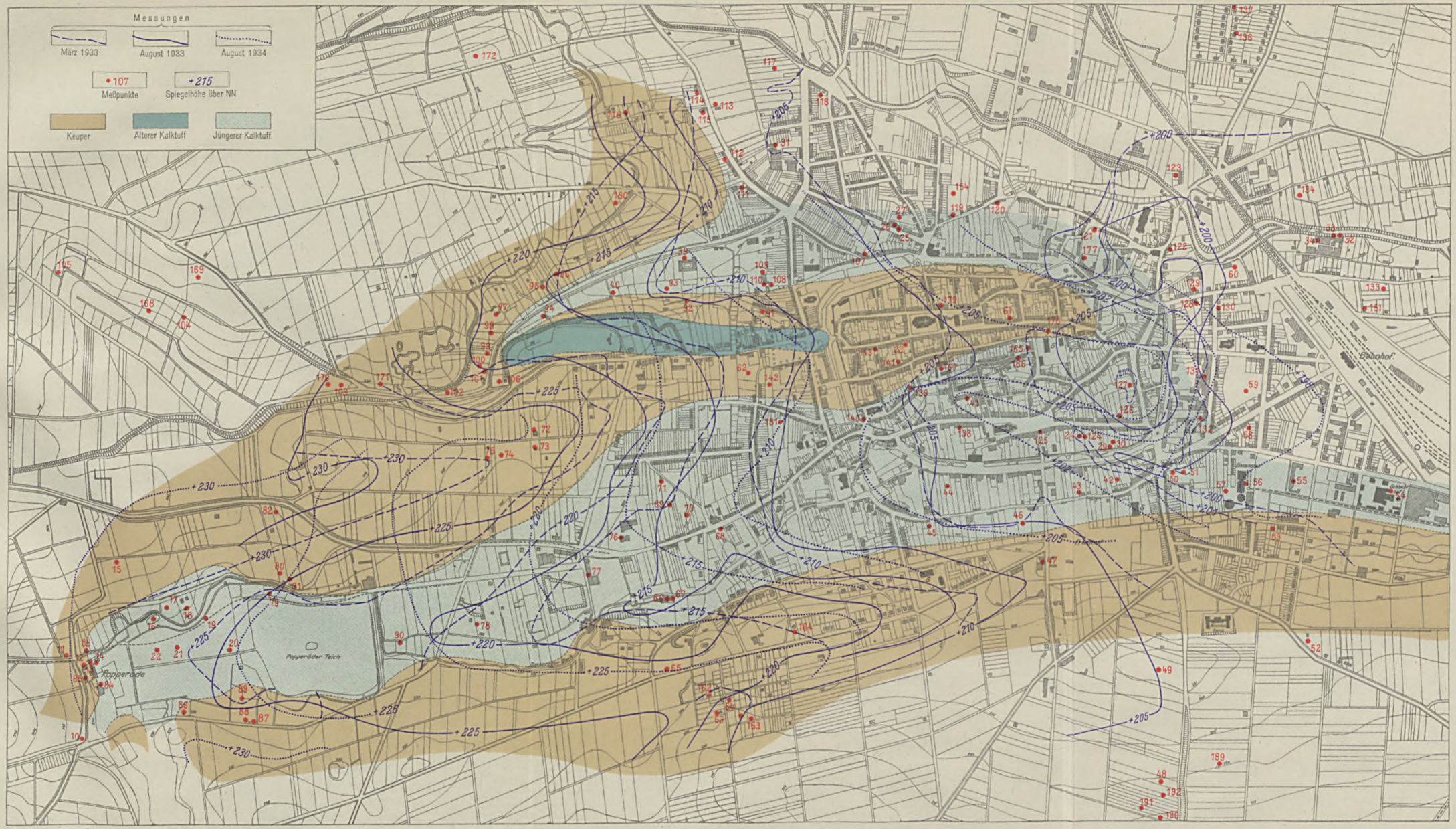
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
TH 15008

Grundwasserstände in der Stadt Mühlhausen

Bearbeitet von Gerhard Mempel

Jb. preuß. geol. L.-A., 59, 1938



Gerhard Mempel: Hydrologische Verhältnisse Nordwest-Thüringens

1:12500

0 500 1000 m

Druck der preuß. geol. Landesanstalt. Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Grundwasserstände in Ortschaften Nordwest-Thüringens

Bearbeitet von Gerhard Mempel

Jb. preuß. geol. L.-A., 59, 1938



Fig. 1



Fig. 2

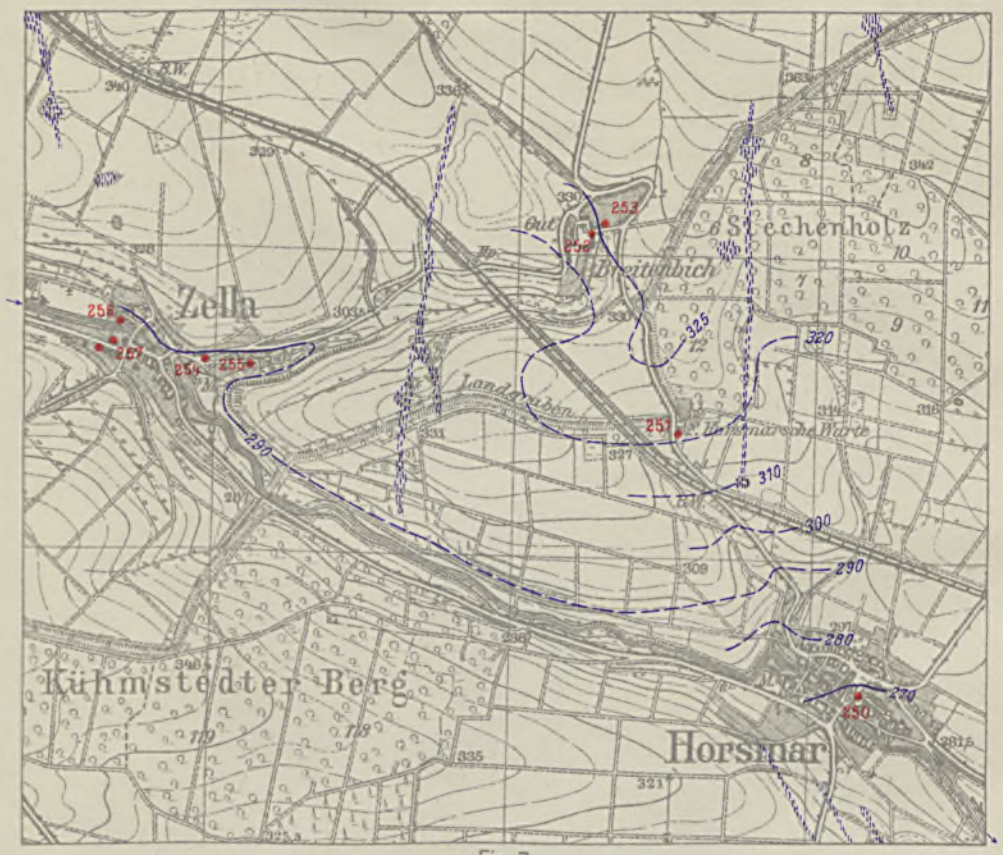


Fig. 7

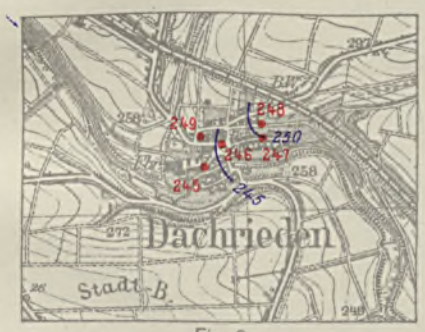


Fig. 3

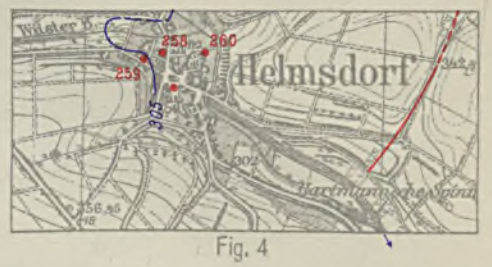


Fig. 4

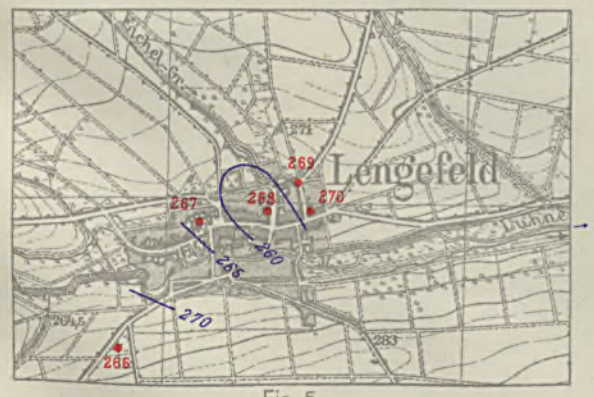


Fig. 5



Fig. 6

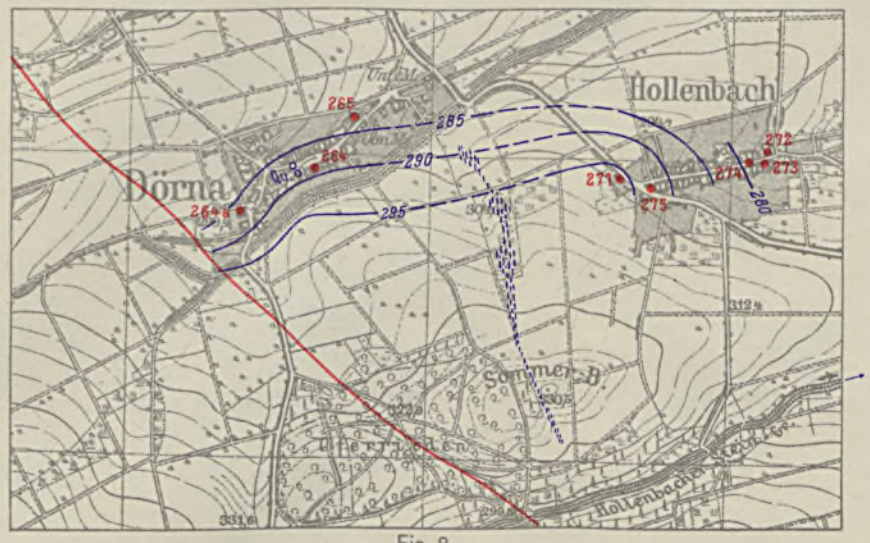


Fig. 8

• 340 — Meßpunkte (vgl. Tabelle 5—8)

350 — Höhenlinien des Grundwassers über NN. (August 1934)

Zerklüftungszonen

Störungen

beob. | verm.

Maßstab 1:25000

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Grundwasserstände in Ortschaften Nordwest-Thüringens

Bearbeitet von Gerhard Mempel

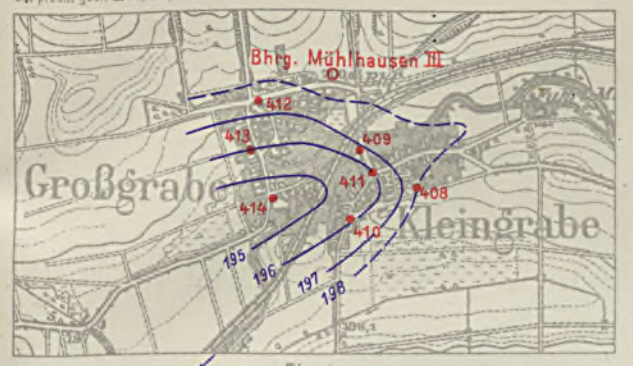


Fig. 1

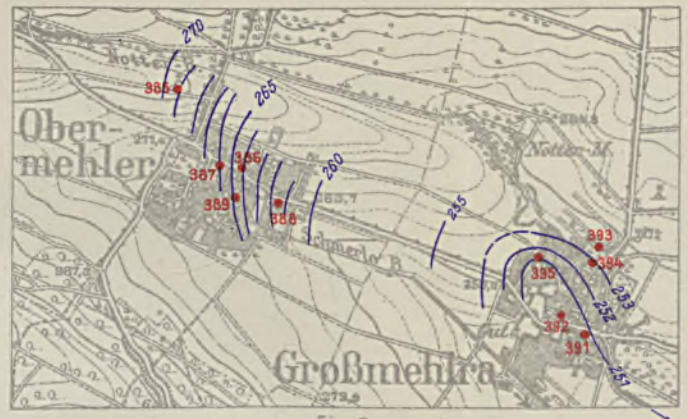


Fig. 2

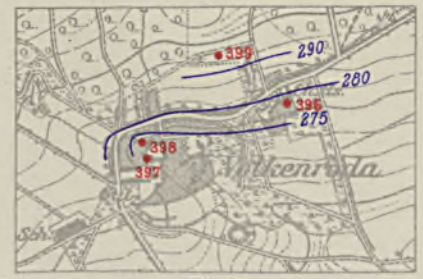


Fig. 3

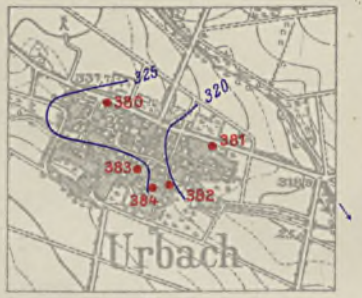


Fig. 4

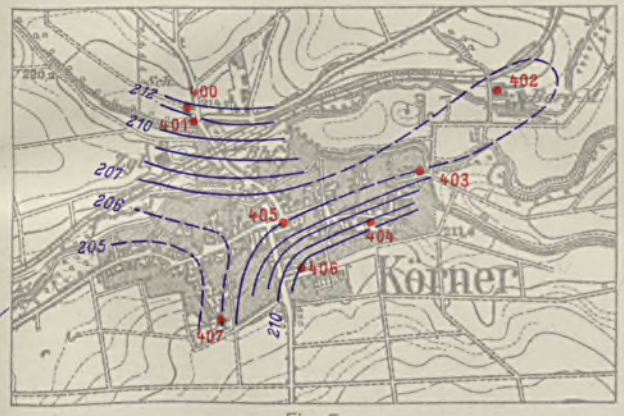


Fig. 5

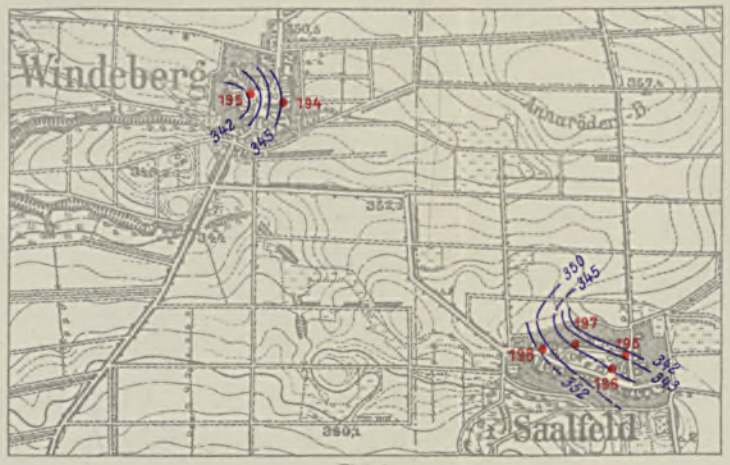


Fig. 6



Fig. 7

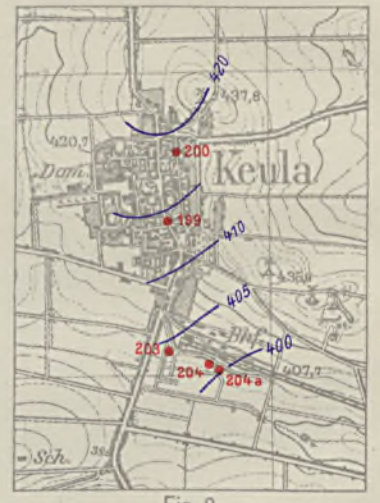


Fig. 8

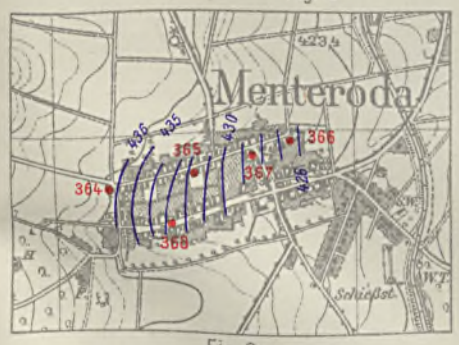


Fig. 9

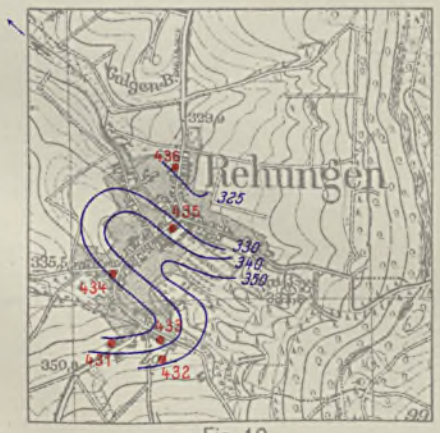


Fig. 10



Fig. 11



Fig. 12

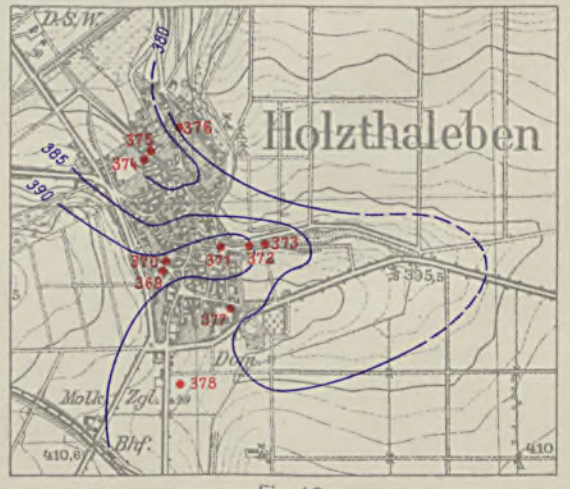


Fig. 13

• 340 Meßpunkte (vgl. Tabelle 5—8)

350 Höhenlinien des Grundwassers über NN. (August 1934)

Zerklüftungszonen

Störungen

beob. | verm.

Maßstab 1:25000

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

BIBLIOTEKA GDAŃSKA
15008

Grundwasserstände in Ortschaften Nordwest-Thüringens

Bearbeitet von Gerhard Mempel

Jb. preuß. geol. L.-A., 59, 1938

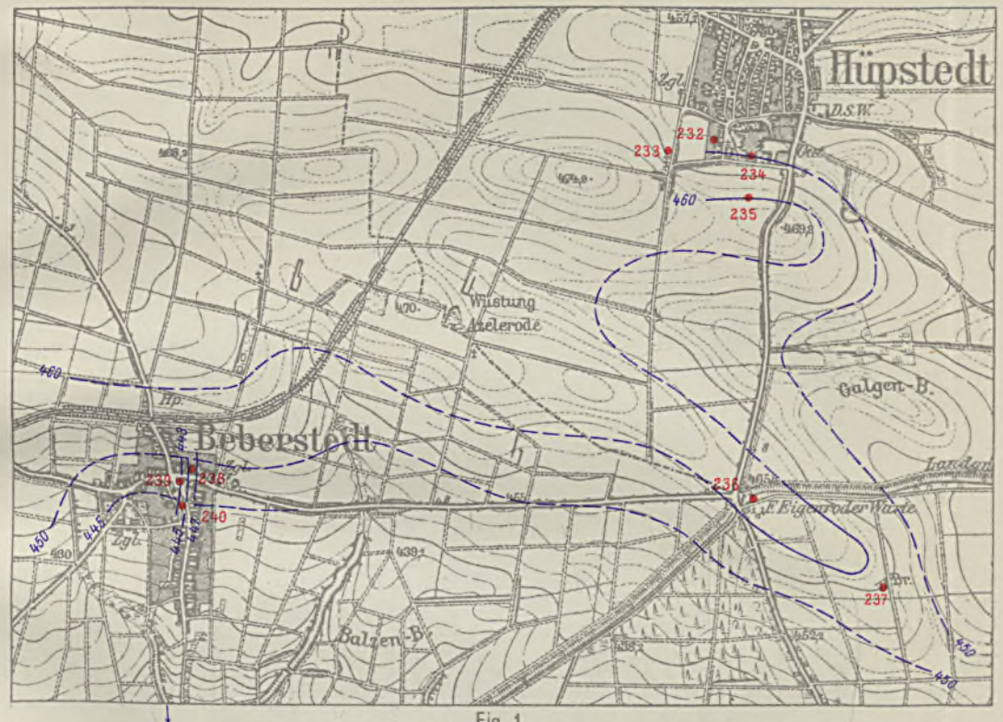


Fig. 1

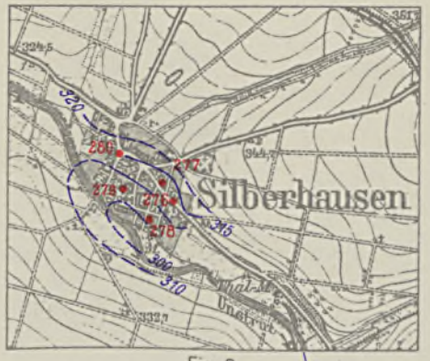


Fig. 3

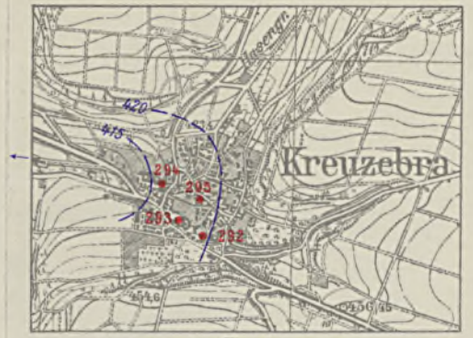


Fig. 4

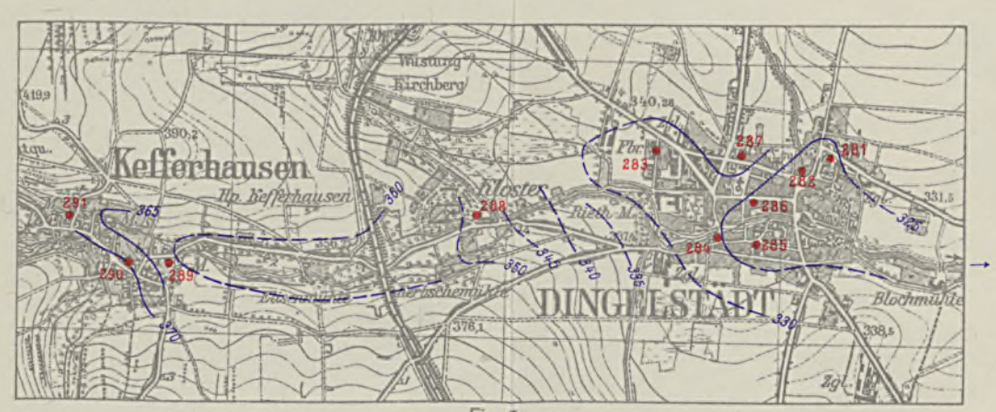


Fig. 5

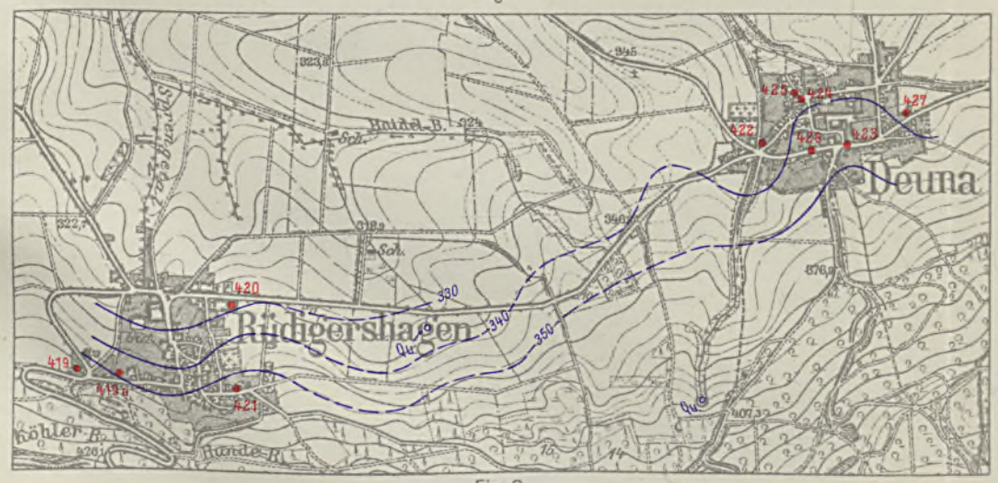


Fig. 2

Fig. 6

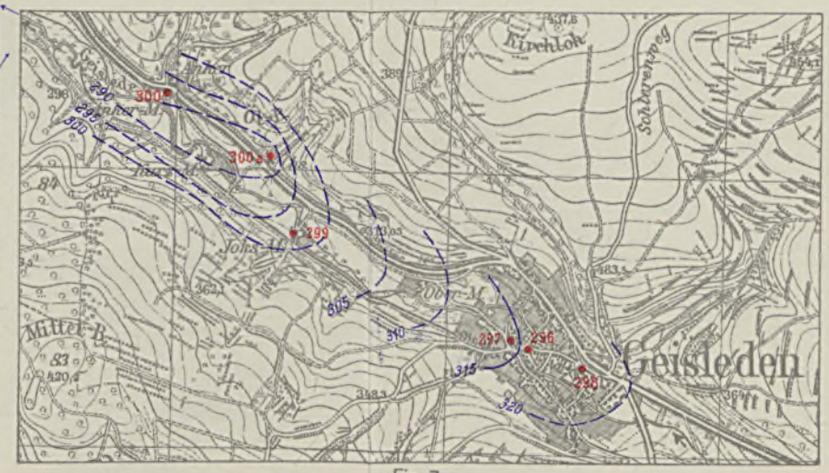


Fig. 7

• 340 Meßpunkte (vgl. Tabelle 5–8)	Zerklüftungszonen
—370— Höhenlinien des Grundwassers über NN. (August 1934)	Störungen beob. | verm.

Maßstab 1 : 25000

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z Zakładu
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
15008
III

Grundwasserstände in Ortschaften Nordwest-Thüringens

Bearbeitet von Gerhard Mempel

Jb. preuß. geol. L.-A., 59, 1938

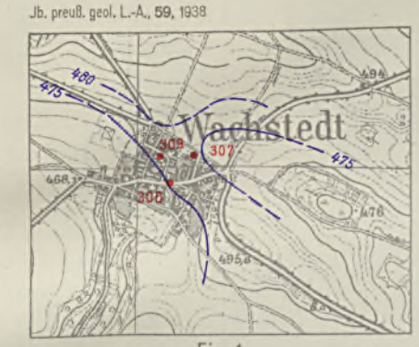


Fig. 1

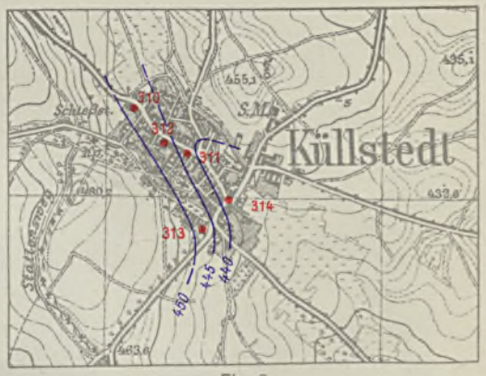


Fig. 2

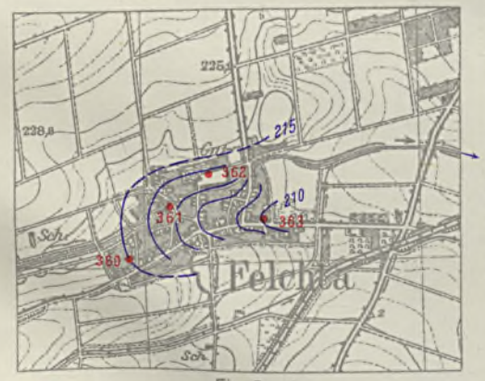


Fig. 3

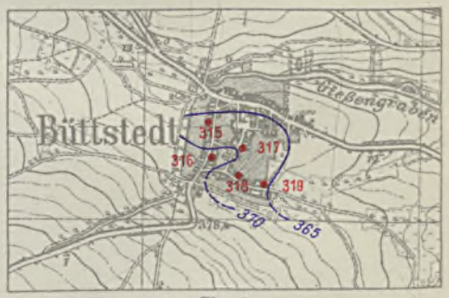


Fig. 4

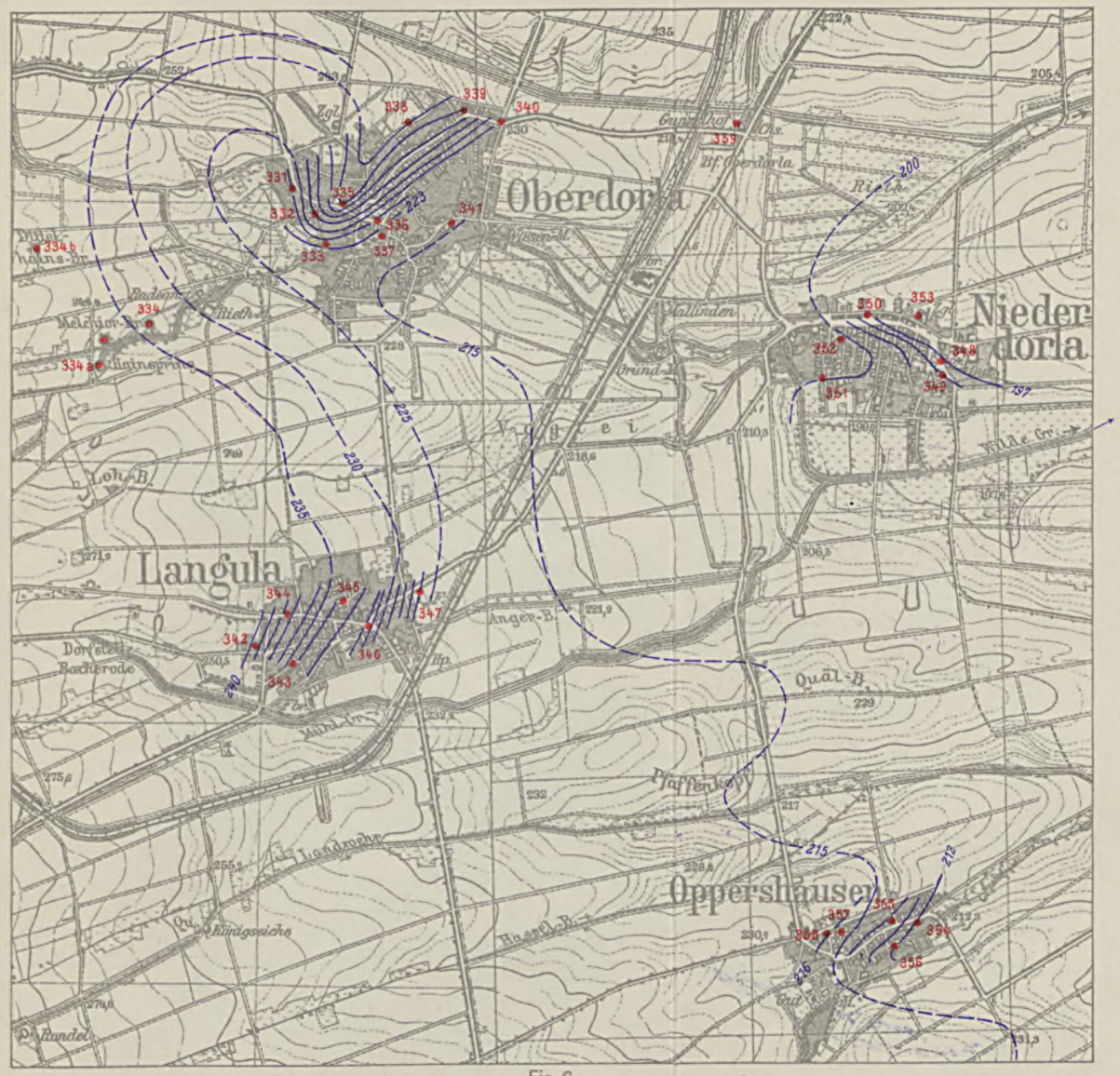


Fig. 6

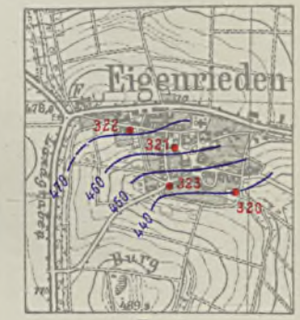


Fig. 5

• 340 *Meßpunkte (vgl. Tabelle 5—8)*

370 *Höhenlinien des Grundwassers über NN. (August 1934)*

Zerklüftungszonen

Störungen

beob. | verm.

Maßstab 1 : 25000

Druck der preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
Danzig

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15009

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T.II 15008

Tafel 39 [1])

Fig. 1 *Orthotetes* n. sp.
Inneres der Stielklappe. Etroeungt-Zone E_a. Nördlich Rossdelle (Blatt Kettwig). Fig. 1 a Wirbelregion × 3.

Fig. 2 *Cyrtosymbole sulcata* n. sp.
Angertal-Schichten. Weghang westlich Kleff (Blatt Velbert). 3× vergr.

Fig. 3 *Derbyia montana* n. sp.
Stielklappensteinkern. Etroeungt-Zone E_a, Schicht 8, Bahnhof Isenbügel.

Fig. 4 *Derbyia steinhagei* n. sp.
Abdruck der Stielklappe. Etroeungt-Zone E_a, Schicht 17. Ratingen, Cromford.

Fig. 5 *Derbyia steinhagei* n. sp.
Abdruck der Armklappe. Etroeungt-Zone E_a, Schicht 17. Ratingen, Cromford.

Fig. 6 *Derbyia steinhagei* n. sp.
Armklappensteinkern. Etroeungt-Zone E_a, Schicht 17. Ratingen, Cromford.

Fig. 7 *Derbyia steinhagei* n. sp.
Stielklappensteinkern. Etroeungt-Zone E_a, Schicht 17. Ratingen, Cromford.

Fig. 8 *Productella steinhagei* n. sp.
Armklappensteinkern. Etroeungt-Zone E_γ. Wasserfall bei Velbert, östlicher Steinbruch. Fig. 8 a Abdruck der Armklappe desselben Exemplares.

Fig. 9 *Typhloproetus mirkeanus* n. sp.
Obere Cypridinen-Schiefer (*Orthoclymenia*-Stufe). Mirker Bach (Blatt Elberfeld). 3× vergr.

Fig. 10 *Productella productoides* (Murch.)
Armklappensteinkern. Velberter Schichten. Südhang des Angertales zwischen Buchmühle und Angermühle (Blatt Kettwig).

Fig. 11 *Productus (Avonia) concentricus* n. sp.
Abdruck der Armklappe. Etroeungt-Zone E_γ. Wasserfall bei Velbert, östlicher Steinbruch.

Fig. 12 *Productus (Avonia) concentricus* n. sp.
Stielklappe. Etroeungt-Zone E_γ. Wasserfall bei Velbert, östlicher Steinbruch.

---

1) Die Originale werden mit Ausnahme des Originals zu Taf. 41, Fig. 1, das dem Göttinger Geologischen Institut gehört, im Ruhrlandmuseum der Stadt Essen aufbewahrt.



1



1a



2



3



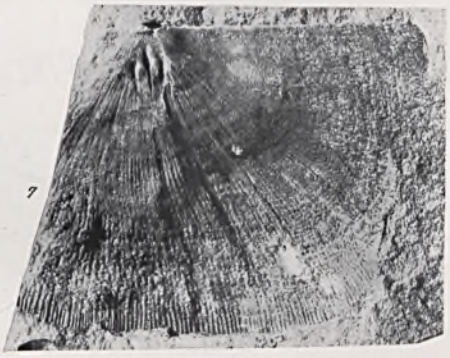
4



5



6



7



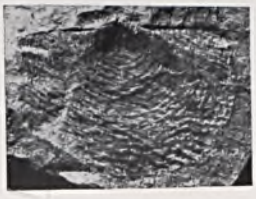
9



10



8a



8



11



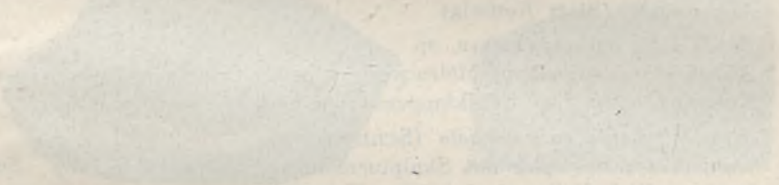
12

244/33

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG









Tafel 40

Fig. 1 *Productella productoides* (MURCH.)
Velberter Schichten. Südhang des Angertales zwischen Buchmühle und Angermühle (Blatt Kettwig).

Fig. 2 *Productella angertalensis* n. sp.
Abguß eines Stielklappenabdruckes. Velberter Schichten. Haus Anger (Blatt Kettwig). Fig. 2 a. Stielklappensteinkern desselben Exemplares.

Fig. 3 *Striatoclymenia eurgomphala* (SCHDWF.)
Verdrücktes Exemplar mit Skulpturresten. Etroeungt-Zone E_β Scharpenhaus nördlich Heiligenhaus (Blatt Kettwig).









245/39

Henry Paul: Etroeungt-Schichten des Bergischen Landes

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 41

Fig. 1 *Oxyclymenia* sp.
Etroeungt-Zone E_a, Schicht 1. Crinoidenkalkbruch westlich Steinkothen, Südwand. Original im Geologischen Institut der Universität Göttingen.

Fig. 2 Clymenie
Etroeungt-Zone E_a, Schicht 2. Bahnhof Isenbügel.

Fig. 3 *Striatoclymenia eurygomphala* (Schdwf.)
Steinkern mit Lobenlinien. Etroeungt-Zone E_β, Schicht 21, oberer Abschnitt. Ratingen, Cromford.

Fig. 4 Clymenie
Etroeungt-Zone E_a, Schicht 2. Bahnhof Isenbügel.

Fig. 5 Clymenie
Etroeungt-Zone E_a, Schicht 2. Bahnhof Isenbügel.

Fig. 6 *Clathrodictyon ratingense* n. sp., Vertikalschnitt
Etroeungt-Zone E_a, Schicht 16. Ratingen, Cromford. Fig. 6 a. Tangentialschnitt. 4× vergr.



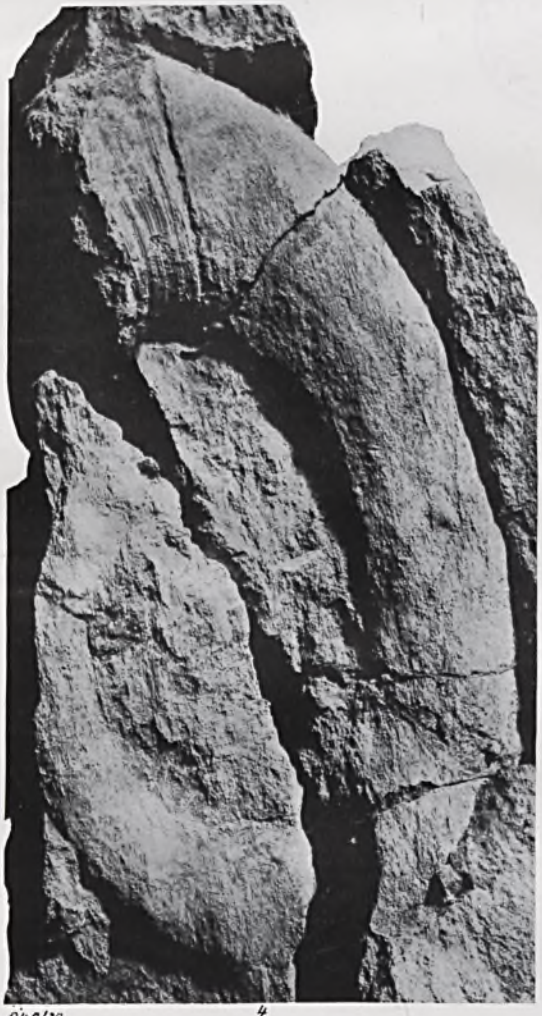
1



2



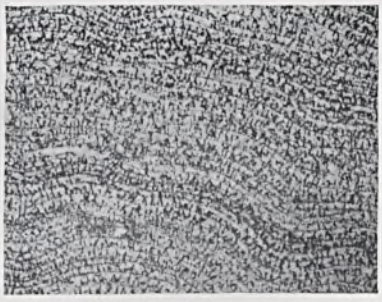
3



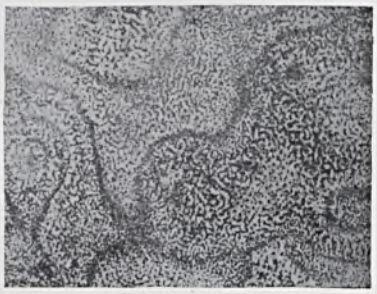
4



5



6



6a

246/39

Henry Paul: Etroeungt-Schichten des Bergischen Landes

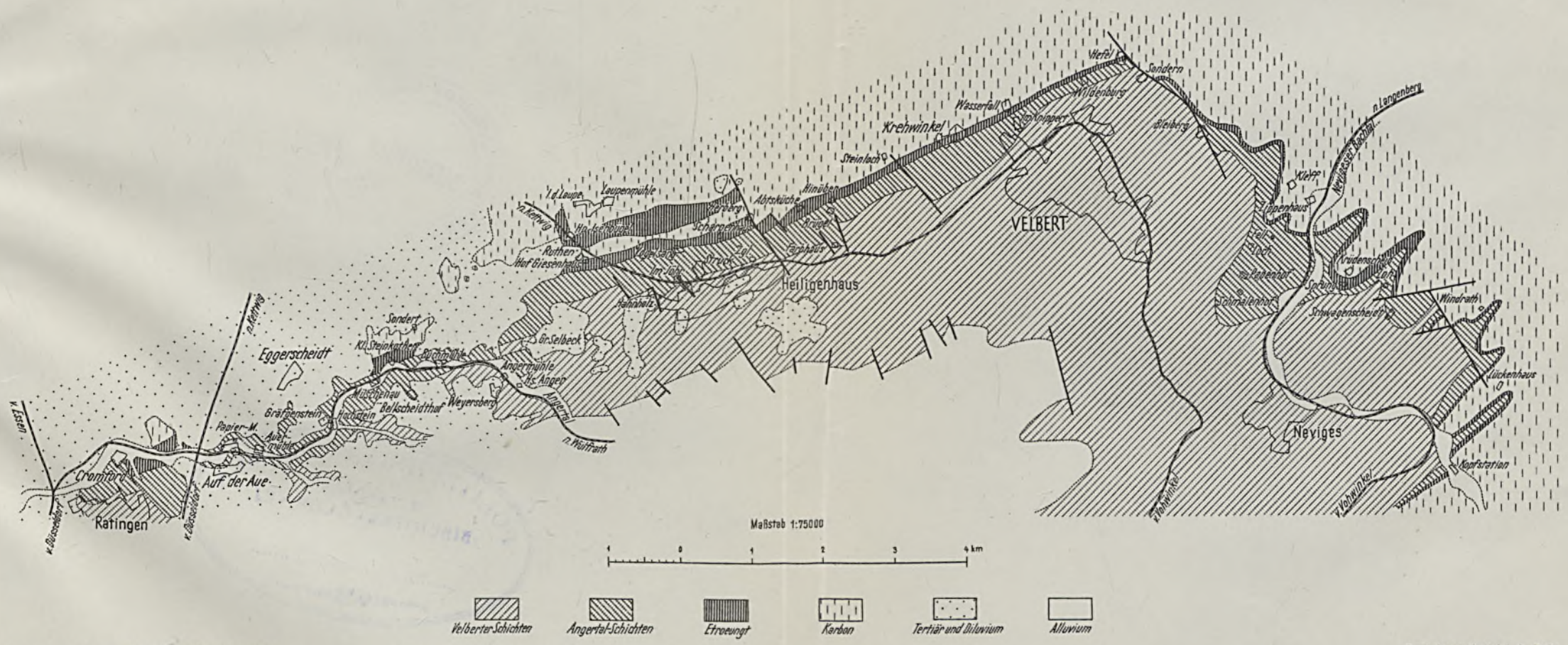
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Geologische Übersichtskarte des Etroeungts und der Angertalschichten am Velberter Sattel

unter Benutzung der Aufnahmen der Preußischen Geologischen Landesanstalt

bearbeitet von Henry Paul



Henry Paul: Etroeungt-Schichten des Bergischen Landes

Druck der preuß. geol. L.-A., Berlin

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Tafel 43

Fig. 1. Staub aus dem durch Verfaulenlassen zerstörten Lungenrest eines Bergmannes einer Flußspatgrube, eingebettet in Nelkenöl
Der Flußspat macht einen frischen Eindruck und zeigt z. T. noch Spaltflächen. Infolge seines erheblich abweichenden Brechungsexponenten hebt er sich aus dem Einbettungsmittel stark heraus. In geringerer Menge sind noch dunkle organische Reste der Lunge vorhanden. Vergr. 1351 fach

Fig. 2. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols
Der nicht doppelbrechende Flußspat ist verschwunden; Quarz und Feldspat, letzterer rechts unten auch mit charakteristischer Spaltfläche, treten hell hervor.

Fig. 3. Dunkles, durch organische Substanz zusammengeballtes Häufchen stärker vergrößert. Es sind, besonders am Rande, deutlich feinste, z. T. sehr scharfkantige Mineralsplitter zu erkennen. Vergr. 2273 fach

Fig. 4. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols. Die scharfkantigen Mineralsplitter mit stark abweichender Lichtbrechung sind verschwunden; sie geben sich also als Flußspat zu erkennen. Besonders hingewiesen sei daneben auf den hellen Feldspat mit Spaltflächen rechts unten

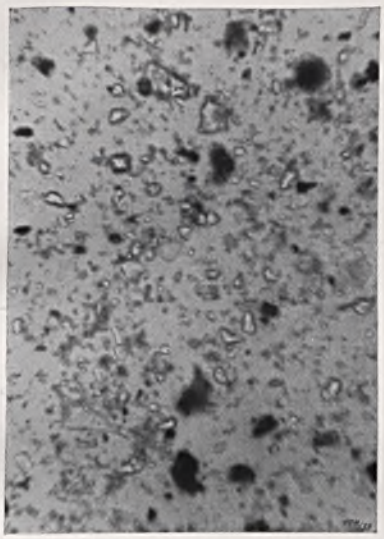


Fig. 1



Fig. 2

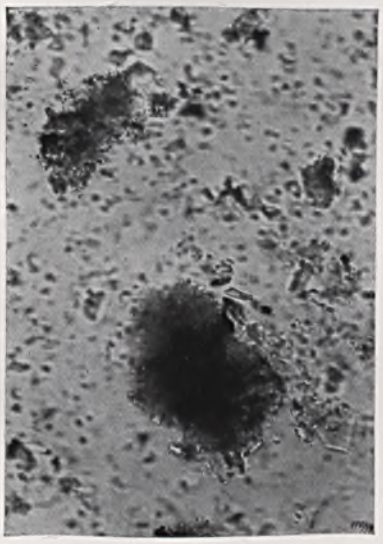


Fig. 3

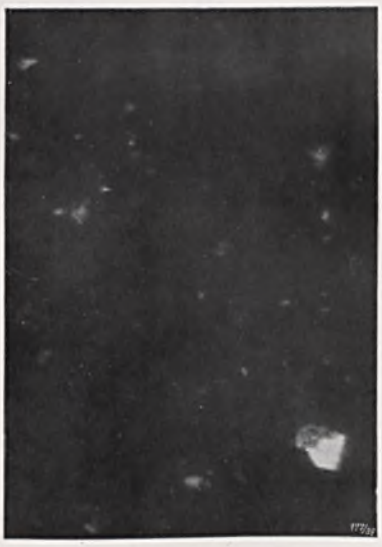


Fig. 4

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG
BIBLIOTHEK

Tafel 44

Fig. 1. Ein Häufchen wie das von Fig. 3 auf Taf. 43, nach dem Zerreiben. Deutlich sind in großer Menge feinste Mineralteilchen mit einem meist von dem Einbettungsmittel Nelkenöl stark abweichendem Brechungsexponenten zu erkennen. Vergr. 2273 fach

Fig. 2. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols. Der größte Teil der Mineralien ist verschwunden; sie sind also Flußspäte

Fig. 3. Geglühter Rückstand der veraschten Lungensubstanz, eingebettet in Kreosot. Vergr. 2273 fach

Fig. 4. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols. Die Glasmassen sind dunkel geworden. In ihnen leuchten vereinzelt Serizitnädelchen und neugebildeter Quarz auf

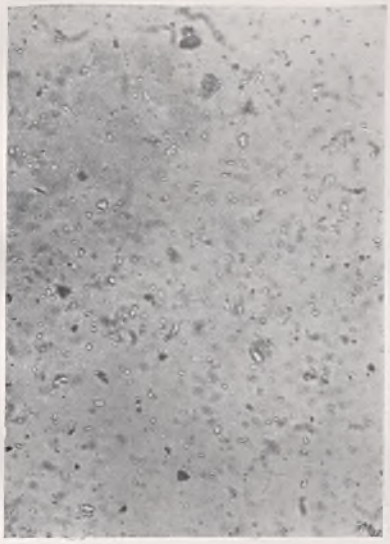


Fig. 1



Fig. 2

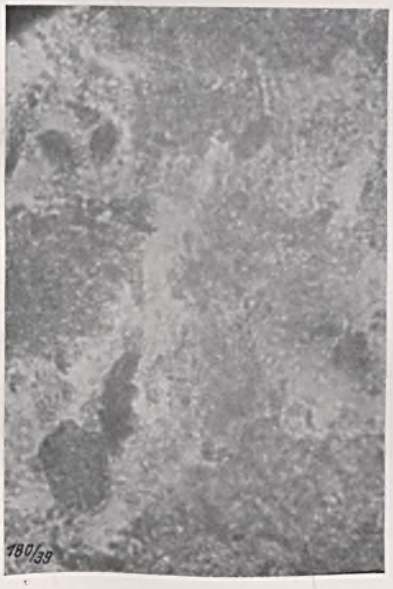


Fig. 3

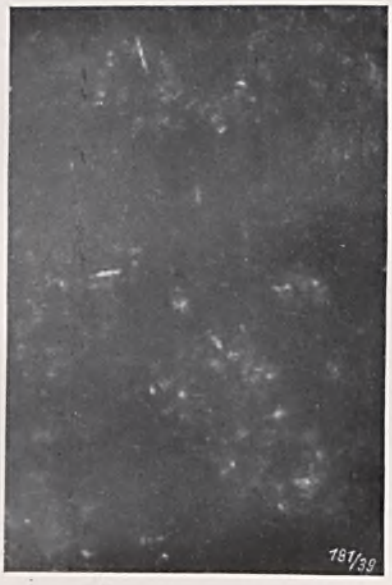


Fig. 4

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII







Tafel 45

Fig. 1. Nach der Methode von JONES gewonnener Mineralrückstand, eingebettet in Terpentinöl
Unten links ein größerer Plagioklas, sonst feinste, durch organische Substanz dunkel gefärbte Mineralteilchen, und zwar Feldspat und Serizit. Vergr. 1351 fach

Fig. 2. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols. Der Plagioklas und die durch organische Substanz dunkel gefärbten Mineralteilchen leuchten auf

Fig. 3. Nach der Methode von JONES gewonnener Mineralrückstand, eingebettet in Terpentinöl. In der Mitte Anhäufung von Serizitnädelchen; oben links ein Andesin. Vergr. 2273 fach

Fig. 4. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols. Serizit und Andesin leuchten auf, dagegen haben die allerfeinsten Mineralteilchen keine Einwirkung mehr auf das polarisierte Licht

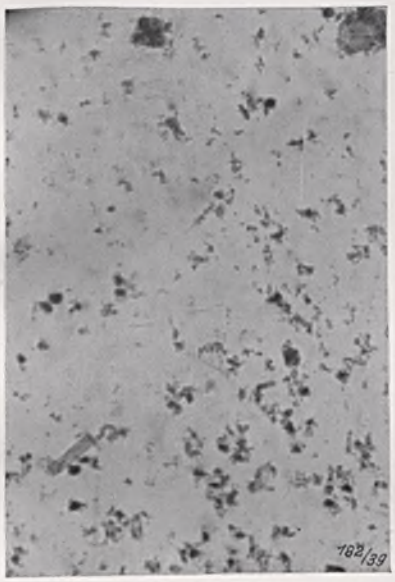


Fig. 1



Fig. 2

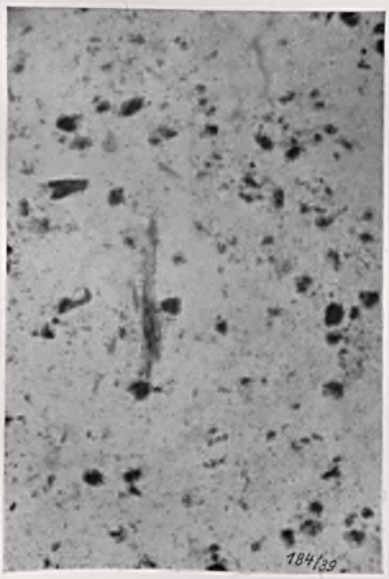


Fig. 3



Fig. 4

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 46

Fig. 1. Rückstand der nach der Methode von JONES gewonnenen Auswaschflüssigkeit, eingebettet in Terpentinöl. Dunkle organische Substanz mit Mineralteilchen. Vergr. 1351 fach

Fig. 2. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols. Die Kaolinschüppchen und vereinzelte Serizitnädelchen leuchten auf

Fig. 3. Feldspat aus dem nach Methode SUNDIUS gewonnenen und zentrifugierten Mineralrückstand, eingebettet in Nitrobenzol. Vergr. 2273 fach

Fig. 4. Derselbe unter gekreuzten Nikols. Die den Feldspat umgebende Kolloidhülle bleibt dunkel

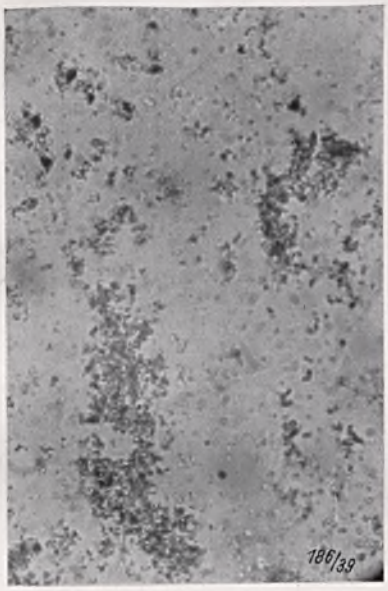


Fig. 1

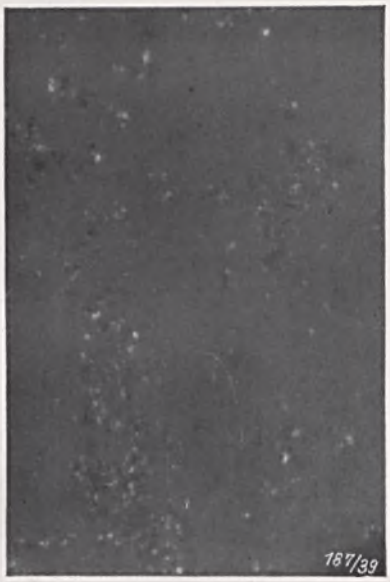


Fig. 2

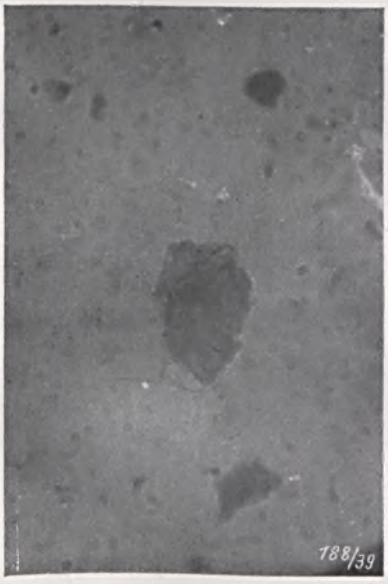


Fig. 3



Fig. 4

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 47

Fig. 1. Feldspat (Andesin) aus dem durch die Fäulnismethode gewonnenen Mineralrückstand, in Kreosot eingebettet. Stark zersetzt und durch organische Substanz dunkel gefärbt. Vergr. 2273 fach

Fig. 2. Derselbe unter gekreuzten Nikols

Fig. 3. Feldspat (Oligoklas) aus dem durch die Verdauungsmethode gewonnenen Mineralrückstand, in Kreosot eingebettet. Oberflächlich zersetzt und durch organische Substanz fast schwarz gefärbt. Vergr. 2273 fach

Fig. 4. Derselbe unter gekreuzten Nikols. Oben tritt eine Spaltfläche gut heraus

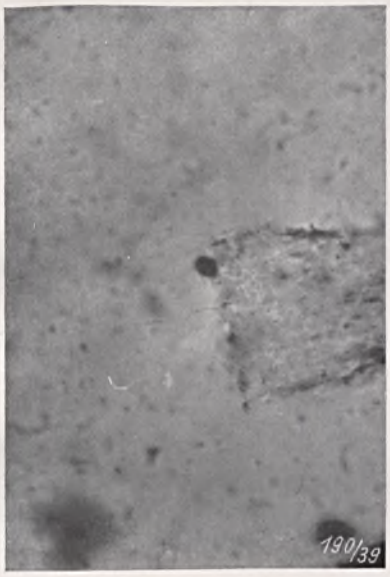


Fig. 1

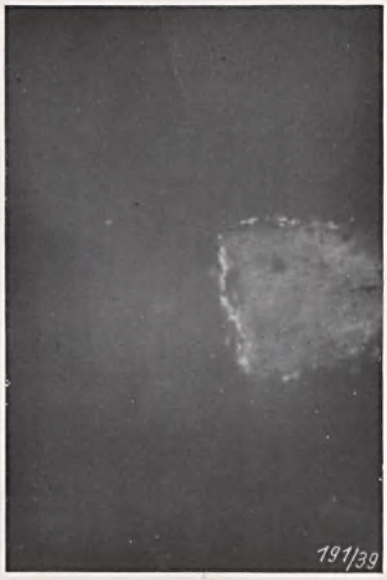


Fig. 2

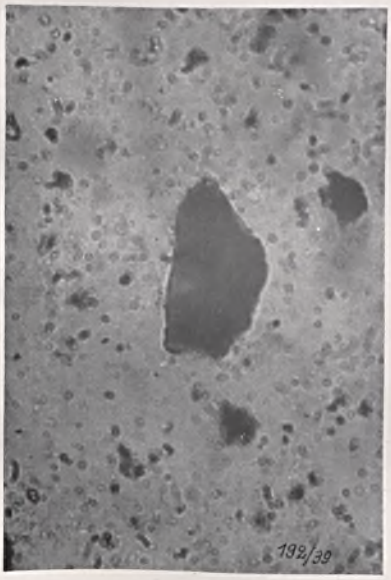


Fig. 3



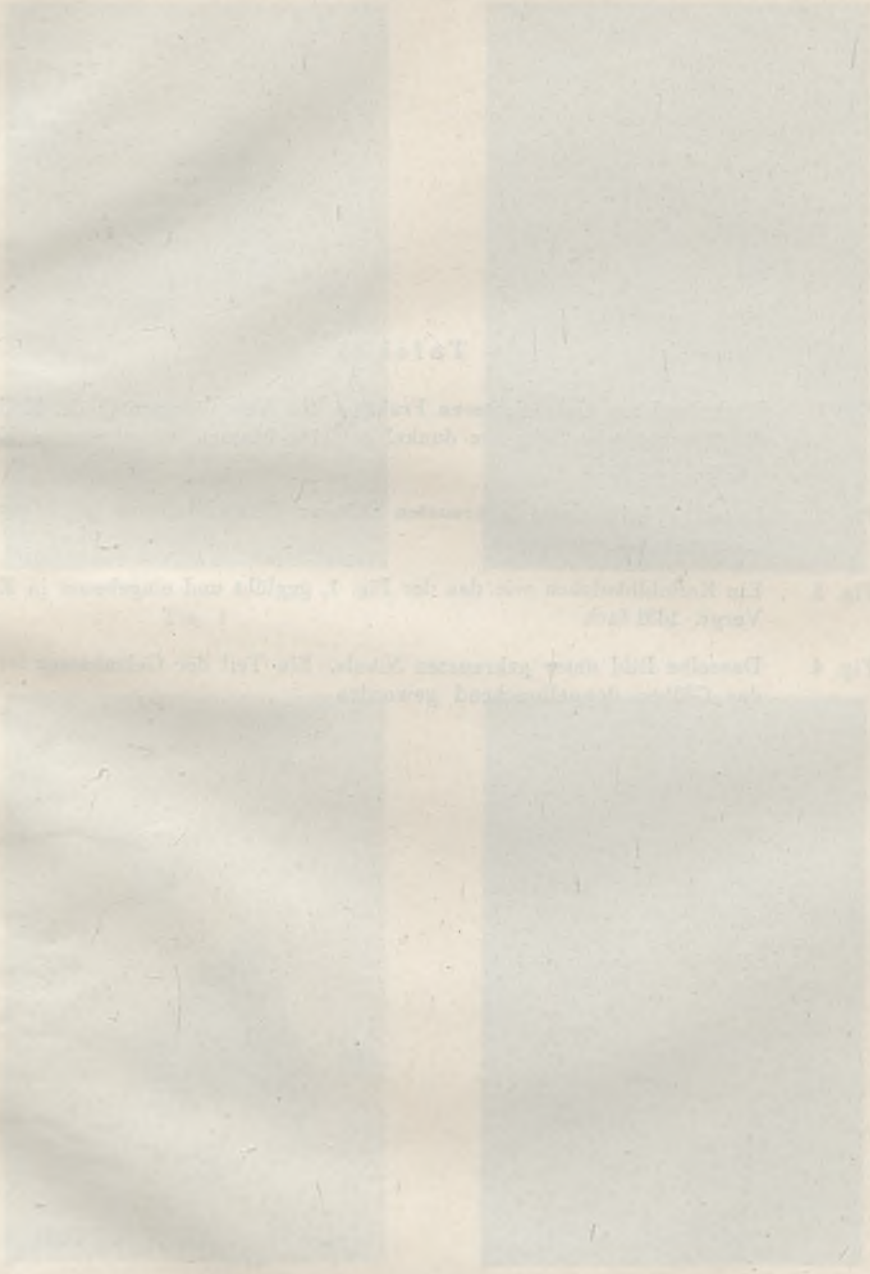
Fig. 4











Tafel 48

Fig. 1. Rückstand aus der leichteren Fraktion der Verdauungsmethode. Kolloidale, durch organische Substanz dunkel gefärbte Massen, eingebettet in Kreosot. Vergr. 1351 fach

Fig. 2. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols. Mineralteilchen sind nur ganz untergeordnet vorhanden

Fig. 3. Ein Kolloidhäufchen wie das der Fig. 1, geglüht und eingebettet in Kreosot. Vergr. 1351 fach

Fig. 4. Dasselbe Bild unter gekreuzten Nikols. Ein Teil der Gelsubstanz ist durch das Glühen doppelbrechend geworden

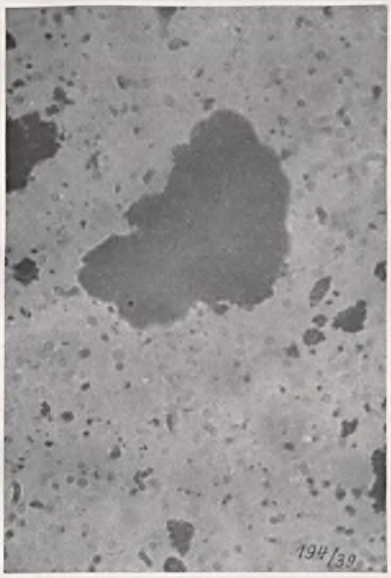


Fig. 1



Fig. 2

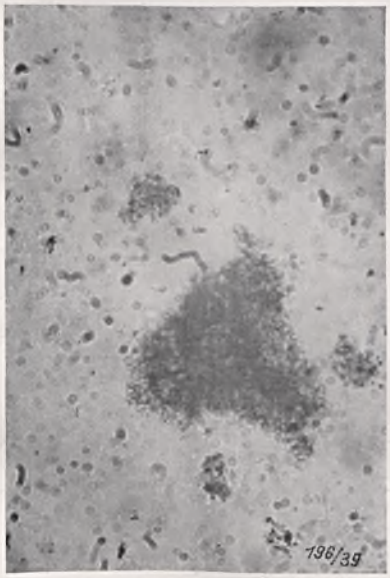


Fig. 3

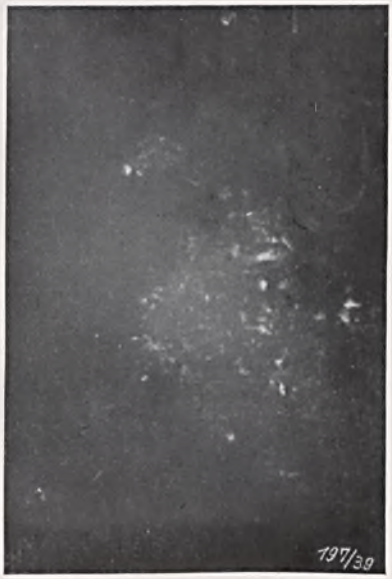


Fig. 4

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 49

Fig. 1 a, 1 b — *Baylea* sp. Steinkern 2 : 1, Grauwacke, Oberdevon I, Blosenberg i. V.

Fig. 2 a, 2 b — *Porcellia primordialis* (Schloth.)
2 a: Steinkern in natürlicher Größe.
2 b: Abguß des dazugehörigen Abdruckes 2 : 1.
Grauwacke, Oberdevon I, Blosenberg i. V.

Fig. 3 — *Platyschisma wurmii* (F. A. Roemer)
Steinkern mit Schalenresten 2 : 1.
Grauwacke, Oberdevon I, Blosenberg i. V.

Fig. 4 a, 4 b — *Straparollus blosenbergensis* n. sp.
4 a: Steinkern in natürlicher Größe.
4 b: Abguß des dazugehörigen Abdruckes 2 : 1.
Konglomeratischer Schiefer, Oberdevon I, Blosenberg i. V.

Fig. 5 — *Naticopsis inflata* (F. A. Roemer)
Steinkern mit Schalenabdruck.
Schiefer, Oberdevon I, Blosenberg i. V.

Fig. 6 — *Naticopsis inflata* (F. A. Roemer)
in Schalenerhaltung (leg. Schlosser).
Schiefer, Oberdevon I, Blosenberg i. V.

Fig. 7 a, 7 b — *Naticopsis gothani* n. sp.
7 a: Steinkern mit Schalenresten in natürlicher Größe.
7 b: Schalenrest auf der Außenseite des letzten Umganges.
Schiefer, Oberdevon I, Blosenberg i. V.

Fig. 8 — *Capulus* cf. *galeroides* Clarke
Steinkern.
Schiefer, Oberdevon I, Blosenberg i. V.

Die Urstücke zu den Fig. 1—8 befinden sich im Staatlichen Museum für Mineralogie und Geologie zu Dresden, A 1, Zwinger.

Fig. 9—19 — *Blosenbergia gallwitziana* Gothan n. g., n. sp.
Unteres Oberdevon, Blosenberg i. Vogtl.

Fig. 9 — Größtes gefundenes Stück in $1/2$, die übrigen in natürl. Größe.

Fig. 9, 10, 11, 17-18 — Gewöhnliches Aussehen der Sprosse mit den Leitbündeltracen.

Fig. 12 — Leitbündeltracen mit runden Närbchen am Ende.

Fig. 13, 15 — Oberflächenstücke dickerer Sprosse mit länglichen und runden Närbchen.

Fig. 16 — Längsgespaltenes Sproßstück mit Leitbündelspuren deutlicheren Verlaufs.

Fig. 11, 16—18 — Sproßstücke mit mehr oder minder deutlicher Mittellinie.

Fig. 19 — Abnorm dickes Sproßstück mit Leitbündelspuren und Närbchen.

Fig. 14 — Stück mit Leitbündelspuren, die die vertikalen Reihen erkennen lassen (wie übrigens auch die Närbchen der Fig. 15)

Die Originale zu Fig. 9—19 befinden sich in der Paläobotanischen Sammlung der Reichsstelle für Bodenforschung Berlin.



320/39

H. Gallwitz u. W. Gothan: Tier- u. Pflanzenversteinerungen a. d. Oberdevon v. Blosenberg i. Vogtland

63

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI
III 15008

Tafel 50

Fig. 1—2 *Olenellus zimmermanni* n. sp.

1 a. Holotypus. Kopf [3329]. $^3/_1$. — 1 b. Derselbe, gezeichnet. — 1 c. Derselbe, rekonstruiert. — 2. Rumpfrest mit den 7 vorderen Gliedern. Das 3. Glied makropleural [3337]. $^5/_2$.

Fig. 3—7 *Wanneria* cf. *walcottana* (Wanner)

3. Kopf. Quer verzerrt! [3336]. $^1/_1$. — 4. Mittelteil eines Kopfes. Die (unvollständige) Glatze rechts oben ergänzt. [2795]. $^5/_2$. — 5 a. Rumpfrest mit 8 Schienen [3335]. $^3/_2$. — 5 b. Querschnitt einer Schiene (rechts die vordere Kante). — 6. Netzskulptur einer Schiene [192]. $^4/_1$. — — 7. Netzskulptur einer Schiene [3333]. $^4/_1$.


1a


1c


1b


2

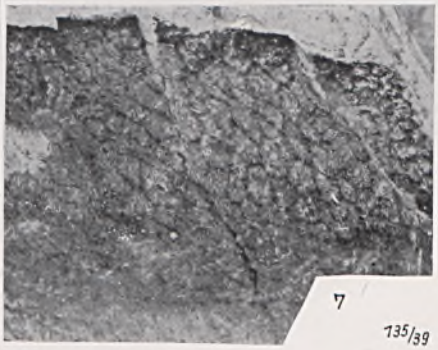

3


4


5a

5b


6


7

135/39

Martin Schwarzbach: Die Oberlausitzer Protolenusfauna

POLITECHNIKA GDAŃSKA
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
DANZIG

Tafel 51

Fig. 1—4 *Protolenus lusaticus* SCHWARZBACH

1. Lectotypus. Mittelkopf [3340]. $^3/_1$. — 2. Quer verzerrter Mittelkopf [3369]. $^2/_1$. — 3. Längs verzerrter Mittelkopf [3343]. $^1/_1$. — 4. Kleiner, fast vollständiger Panzer [176 a]. $^9/_2$. Wangenstachel nach dem ebenfalls erhaltenen Abdruck ergänzt.

Fig. 5 *Protolenus lusaticus* var. *spinosus* SCHWARZBACH

Holotypus. Mittelkopf [3343]. $^1/_1$.

Fig. 6—9 *Protolenus bederkei* n. sp.

6. Holotypus. Mittelkopf [3341]. $^4/_5$. — 7. Mittelkopf [3342]. $^4/_5$. — 8. Mittelkopf [3363]. $^5/_2$. — 9. Kleiner Mittelkopf [3 · 142]. $^5/_2$.

Fig. 10—11 *Protolenus* sp.

10 a. Rumpfrest mit 16 Gliedern und Schwanz [3339]. $^2/_1$. — 10 b. Letztes Rumpfglied mit Schwanz, stärker vergrößert. — 11. Ein weiterer Schwanz [434].

Fig. 12 *Eodiscus speciosus* (FORD)

Kopf [3370].

Alle Stücke der beiden Tafeln stammen aus den Protolenusschiefern von Bruch „3". Slg. Geol. Inst. Breslau. Aufn. u. Zeichn. M. SCHWARZBACH. Taf. 50, Fig. 3 und Taf. 51, Fig. 3, 4, 5 wiederholt aus SCHWARZBACH 1933, 1934, 1936, Taf. 51, Fig. 1 a, 2, 4, Taf. 51, Fig. 2, 8, 9, 10 a, stellenweise (meist nur im Umriß) nachgezeichnet.



1



2



3



5



4



10 b



10 a



6



7



8



9



11



12

136/39

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr 1938

Band 59

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

B. Amtlicher Teil

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

B E R L I N

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1939

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

1942.56

B. Amtlicher Teil

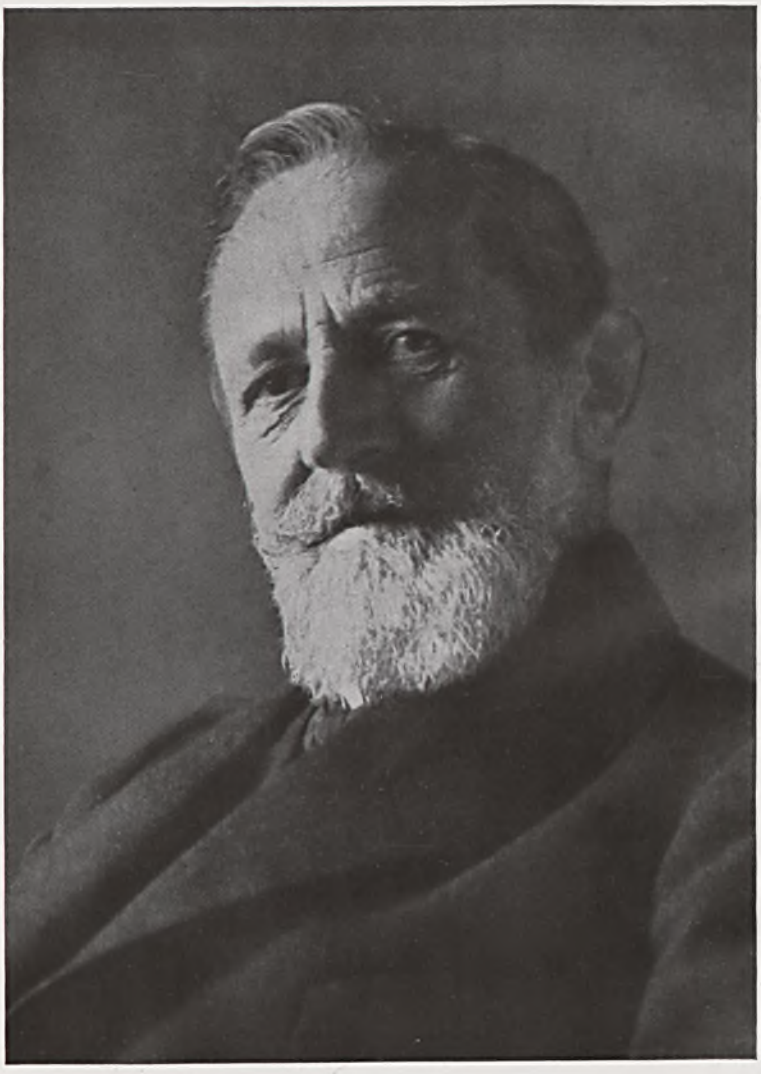
Nachruf auf Johannes Böhm . . . . . 3—11
I. Tätigkeitsbericht für das Jahr 1938 . . . . . 13—45
II. Arbeitsplan für das Jahr 1939 . . . . . 47—64
III. Personalbestand am 31. März 1939 einschl. der Freiwilligen Mitarbeiter . 65—72
IV. Korrespondenten . . . . . 73—77

B. Amtlicher Teil

BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T III 15008



Joh. Böhm

Johannes Böhm †

Am 30. April 1938 erlöste ein sanfter Tod unseren alten, lieben Kollegen Johannes Böhm im 81. Lebensjahr von einem kurzen, schweren Leiden.

Bereits am 1. Oktober 1923 in den Ruhestand getreten, blieb Böhm noch viele Jahre in naher Verbindung mit dem Geologischen Landesmuseum, so daß er auch den meisten der jüngeren Kollegen in seiner bescheidenen, sympathischen Art wohlbekannt war.

Als einziges Kind des Gerbermeisters Johann Christoph Böhm und seiner Ehefrau Anna Luise, geb. Moerke wurde Johannes August Böhm am 31. August 1857 zu Danzig geboren. Im Frühjahr 1877 erlangte er auf dem dortigen St.-Johannis-Realgymnasium das Zeugnis der Reife und besuchte zunächst die Universität Berlin. Nach zwei Semestern Studium der neueren Sprachen vertauschte er dieses mit dem der Naturwissenschaften und hörte Vorlesungen bei Beyrich, bei Liebisch und Weiss über Mineralogie und Kristallographie, auch arbeitete er im Sell'schen Laboratorium. Im April 1879 siedelte er nach Breslau und, als Professor v. Lasaulx von dort nach Kiel versetzt wurde, mit diesem dorthin über, seine Studien allmählich auch über Botanik und Zoologie ausdehnend. Um auch Paläontologie treiben zu können, der er sich dann ganz widmete, bezog er die Universität Bonn und hörte dort Vorlesungen bei Schlüter, v. Richthofen, vom Rath, Lehmann, Rein u. a.

Am 19. Februar 1885 wurde er auf Grund der Dissertation „Der Grünsand von Aachen und seine Molluskenfauna" zum Dr. phil. promoviert. Er zog sich darauf in seine Heimat zurück und versuchte sich in kaufmännischen (Textil-) Geschäften, freilich mit wenig Glück, da er in seinen Geschäftsteilhaber allzuviel Vertrauen setzte. Nach dreijährigem Aufenthalt in Danzig, von wo er sowohl Ausflüge in die Provinz Westpreußen zum Sammeln von Geschieben und deren Versteinerungen als auch Reisen nach Tarnowitz und Zabrze (Hindenburg), Rügen, in die Sächsische Schweiz, nach Maastricht und Mons machte, ging er Ausgang des Jahres 1888 zu seiner weiteren wissenschaftlichen Ausbildung nach München. Hier arbeitete er unter Leitung v. Zittel's im paläontologischen Institut und in der Bayrischen Staatssammlung. Mehrmals begleitete er Prof. Rothpletz auf seinen tektonischen Studien gewidmeten Reisen in die Bayrischen und Schweizer Alpen. Ebenso durchwanderte er mit W. Salomon und E. Böse die Dolomiten. Im Jahre 1892 war er als Assistent am Paläontologischen Institut zu München tätig.

Ende Oktober 1894 kehrte Böhm nach Danzig zurück, um am 1. Mai 1895 als Assistent in das unter Leitung von Geheimrat Beyrich stehende geologisch-paläontologische Institut und Museum der Universität zu Berlin einzutreten.

Am 1. April 1901 ward Böhm, der inzwischen eine Familie gegründet hatte, die große Freude zuteil, daß er, der, im 43. Lebensjahr stehend, bis dahin mit dem geringen Assistentengehalt hatte auskommen müssen, mit der neu errichteten Sammlungskustoden-Stelle der Preußischen Geologischen

Landesanstalt und Bergakademie betraut wurde. Die ausgezeichnete Beurteilung seiner wissenschaftlichen Begabung und seines unermüdlichen Fleißes seitens seiner bisherigen Vorgesetzten ebneten ihm den Weg.

Am Geologischen Landesmuseum widmete sich BÖHM vor allem der Kreide und leistete bei dem Auf- und Ausbau der Sammlung, der sich im raschesten Tempo vollzog, ganz Hervorragendes. In Anerkennung seiner wissenschaftlichen Leistungen wurde ihm im Juni 1909 durch den Minister der geistlichen, Unterrichts- und Medizinalangelegenheiten das Prädikat „Professor" verliehen.

Alljährlich machte BÖHM im Interesse des Landesmuseums Sammelreisen in die Kreide der Aufnahmegebiete. Während des Weltkrieges dehnte er diese auf die Westfront aus, wo er namentlich bei Novion Porcien im Département des Ardennes größere Ausbeuten erzielte.

Die Altersgrenze erreichte BÖHM im Herbst 1922. Auf Grund einer Eingabe seiner Behörde wurde seine Versetzung in den Ruhestand unter der Begründung um ein Jahr hinausgeschoben, daß die mit unendlichem Fleiß erarbeitete Formenkenntnis insbesondere der westfälischen, der subherzynischen und der schlesischen Kreideformation, ihre Verwertung für die Sammlung wie auch ihre wissenschaftliche Auswertung mit dem Ausscheiden BÖHM's aus dem Amt verlorengehen würden.

Auch nach seinem Ausscheiden aus dem Dienst betätigte sich jedoch BÖHM noch bis in sein hohes Alter auf dem ihm liebgewordenen Arbeitsgebiet und lieferte manchen Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Kreide und der Tertiär-Formation. Die in den letzten Jahren in Angriff genommene Bearbeitung der oberkarbonischen Fauna des Ägir-Horizontes in Westfalen mußte er auf ärztlichen Rat abbrechen.

Betrachten wir das diesem Nachruf beigegebene Verzeichnis der 80 Veröffentlichungen BÖHM's, so fällt zweierlei auf: Einmal die ganz überwiegende Beschäftigung mit Faunen der Kreideformation und zweitens die große Zahl kurzer, skizzenhafter Veröffentlichungen. Diese verdanken ihre Entstehung dem Umstand, daß BÖHM sich immer wieder bereit fand, aus seinem reichen Wissensschatz kurze Vorträge in den Sitzungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu halten, zumal wenn im Sommer die Anmeldungen von Vorträgen nur spärlich eingingen. BÖHM hat dann manchmal Ausschnitte aus Themen vorgetragen, die er lieber in größerem Zusammenhang behandelt hätte. So entstanden die kurzen Vortragsreferate, die er selbst spötteln „Paperchen" nannte.

Die schon genannte Dissertation BÖHM's behandelte den Grünsand von Aachen und seine Molluskenfauna. Als Grundlage dienten ihm die Sammlungen des Naturhistorischen Vereins und die des Geologischen Instituts in Bonn; nicht standen ihm dagegen die Aufsammlungen anderer Institute, so diejenigen BEISSEL's und DEBEY's in Aachen zur Verfügung, die die 1887—1889 erschienene E. HOLZAPFEL'sche Monographie über denselben Gegenstand berücksichtigen durfte. Der älteren Generation wird nichts Neues berichtet, wenn hier als Grund dafür die ängstliche Vorsicht angegeben wird, die die Institute im Ausleihverkehr mit dem damaligen Bonner Ordinarius üben zu müssen glaubten.

Die Erstlingsarbeit BÖHM's zeugt von einem ausgezeichneten paläontologischen Formensinn und einer vorbildlichen Gewissenhaftigkeit in der Benutzung aller älteren Quellen. Opponenten bei der Promotion waren außer

F. Hatch Otto Follmann und Max Blanckenhorn, mit denen beiden Böhm bis in sein hohes Alter gute Freundschaft verband.

Nach einer mehrjährigen Pause und seiner Übersiedlung von Danzig nach München veröffentlichte Böhm seine zweite größere Monographie, die auf Anregung K. v. Zittel's die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern behandelte. Die Bearbeitung war mit einer geologischen Kartenaufnahme des südlich Traunstein gelegenen Gebietes im Maßstab 1:25 000 verbunden. Die Wiedergabe erfolgte im Maßstab 1:40 000. Zeit seines Lebens blieb Böhm, der Norddeutsche, diesem Gebiet, aus dem er auch seine Ehegefährtin heimführte, wie einer zweiten Heimat eng verbunden.

Sehr zustatten kamen Böhm bei der Beurteilung der Kreideablagerungen der behandelten Gegend seine ihm von Schlüter vermittelten Kenntnisse der norddeutschen Kreide und ihres Fossilinhaltes. Der Flysch des Fürberges, Sulzberges, Teissenberges und von Muntigl gehört nach Böhm mit den Nierentalschichten dem obersten Obersenon an.

Nach Abschluß dieser Monographie wandte sich Böhm alsbald der Bearbeitung der Gastropoden des Marmolatakalkes zu, für die ihm sein Freund W. Salomon seine gesamte Ausbeute zur Verfügung stellte. Zwar lag eine Bearbeitung des gleichen Materials in der Wiener Sammlung durch E. Kittl bereits vor, doch sollte die Gesamtfauna des Marmolatakalkes in einer Zeitschrift, in diesem Falle der „Paläontographica", vereinigt veröffentlicht werden. Das bessere, Böhm zur Verfügung stehende Material gestattete zudem manche Ergänzung und eine bessere Darstellung.

Wenn diesen Monographien auch noch eine Reihe selbst dem Umfang nach recht wesentlicher Einzeldarstellungen von Faunengemeinschaften folgte, so sind alle weiteren Veröffentlichungen Böhm's in der Hauptsache kürzere Aufsätze. Das findet seine einfache Erklärung darin, daß Böhm von jetzt ab durch die hauptamtliche Tätigkeit als Museumsverwalter vollauf in Anspruch genommen war. Es zeugt von der inneren wissenschaftlichen Berufung Böhm's, wenn er trotzdem jährlich mit einer Reihe von Veröffentlichungen die Wissenschaft bereicherte.

Durch seine bisherigen paläontologischen Arbeiten hatte sich Böhm einen solch guten wissenschaftlichen Namen gemacht, daß ihm von vielen Seiten des In- und Auslandes Material zugesandt wurde, mit der Bitte, die Bearbeitung zu übernehmen. Böhm ließ sich zumeist gern bestimmen, in das oftmals völlige Neuland vorzustoßen; er nahm dabei das dazu erforderliche Studium immer wieder neuer und anders gearteter Literatur in Kauf. In dem Aufspüren auch der entlegensten Literatur war er ein Meister. War die betreffende Arbeit in öffentlichen Bibliotheken nicht vorhanden, so scheute er sich nicht, sie unter persönlichen Opfern für seine Bücherei im Buchhandel zu beschaffen.

Zumal vor seiner Berufung an das Landesmuseum bearbeitete er Miozän-Fossilien aus den Salvages-Inseln, Triasversteinerungen von der Bären-Insel, kretazische Gastropoden vom Libanon und vom Karmel, die Fauna der Pereiros-Schichten — diese Arbeit wurde von Choffat in das Portugiesische übersetzt —, Kreidefossilien aus Turkestan, Ostreen vom Rio Negro, Tertiär von Dahome und vieles andere — mithin Versteinerungen aus aller Herren Länder. Erst mit der Übernahme der Kustodenstelle an der Geologischen Landesanstalt behandelt er naturgemäß mehr das in den Aufnahmebereich

der Anstalt fallende Material Deutschlands und hier insbesondere — entsprechend den Bedürfnissen der kartierenden Geologen — die Kreidefossilien.

Wie ein roter Faden geht durch die Themen, die BÖHM bearbeitete, die Beschäftigung mit der Gattung *Inoceramus*. Mehr als ein Dutzend Arbeiten sind diesem Genus gewidmet. Es zog ihn immer wieder an, die Originale zu vergleichen, die er sich in guten Abgüssen aus vielen Museen, unter denen zu seinem Leidwesen Paris fehlte, beschaffte. Der Versuch einer Entwirrung der oftmals so verworrenen Nomenklatur gelang nur teilweise. Es war nicht BÖHM's Verschulden, ist doch nach E. HENNIG zur Revision des einen Genus *Inoceramus* internationale Zusammenarbeit erforderlich. Immerhin leistete BÖHM ungemein wertvolle Vorarbeit, indem er sämtliche bis dahin bekannte Inoceramen der Kreideformation zusammenstellte und diese Zusammenstellungen veröffentlichte. Dem gleichen Ziel dienen die kritischen Sichtungen, die er mit verschiedenen, bis dahin vermeintlich gut begründeten Arten vornahm.

Dieselbe Gründlichkeit wandte BÖHM bei der Bearbeitung auch anderer Gattungen an. Immer wieder bewundern wir die umfassenden Vorarbeiten, die der Beschreibung einer neuen Art vorausgehen und die BÖHM mit Recht für wert hielt, daß sie mit der neuen Form veröffentlicht wurden. Aus dem schon angeführten Grunde der Beackerung häufig völligen Neulandes ist die Zahl der von BÖHM aufgestellten neuen Gattungen und Untergattungen, besonders aber der neuen Arten sehr groß. Überschlägig sind es von jenen 26 sowie 365 Arten.

Es kann hier nicht die Aufgabe sein, die zahlreichen Veröffentlichungen BÖHM's im einzelnen zu besprechen oder zu analysieren. Sie alle zeugen von dem umfassenden Wissen, den reichen Kenntnissen und der Zuverlässigkeit ihres Verfassers auf allen Gebieten der Paläontologie.

Zahlreich sind auch die Stellen in der Literatur, wo es einfach heißt „nach freundlicher Bestimmung von Herrn JOH. BÖHM fanden sich . . .". Waren diese Bestimmungen für Veröffentlichungen gemacht, die zu einem festliegenden Zeitpunkt erscheinen sollten, so war verständlich, daß die neuen Arten zunächst als nomina nuda erschienen. Leider hat BÖHM sich in zwei Fällen nicht entschließen können, Abbildung und Beschreibung der als neu erkannten Fossilien der ersten Veröffentlichung folgen zu lassen. In dem einen Falle handelt es sich um die in der Festschrift zum Aachener Bergmannstage veröffentlichten Funde der Bohrung Elmpt 8 mit sieben neuen Arten, im zweiten Falle um lange Faunenlisten, die E. KAHRS in dem J. F. POMPECKJ zum 60. Geburtstage gewidmeten Beil.-Bd. 58, B, des Neuen Jahrbuches für Mineralogie usw. veröffentlichte.

Die Listen aus dem Cenoman vom Rauenschen Steinbruch am Kassenberge umfassen 270 Fossilien, unter denen 22 neue Arten sind. Ihre Auswertung diente der Klarstellung der Paläogeographie der Oberkreide in Rheinland-Westfalen. BÖHM's Interesse daran erlosch, als die Listen ohne Nennung seines Namens im Titel der Arbeit veröffentlicht wurden, obwohl er einen sehr umfangreichen Beitrag zu dem Thema geliefert hatte.

Immer wieder zog es BÖHM, der, wie er im höheren Alter wiederholt bedauerte, trotz der Beschäftigung mit Versteinerungen aus den fernsten Ländern sich keine größeren Auslandsreisen gegönnt hat, nach Traunstein, wo er mehrere Ferien verbrachte. Hier kartierte er den Hochfelln und sammelte zur Klärung der Tektonik manches Fossil, wenn er auch nur eine

Notiz darüber veröffentlichte. Die Aufsammlungen gingen in den Besitz der Münchner Staatssammlung über.

Die hervorstechendsten Charaktereigenschaften unseres lieben Kollegen waren seine Verträglichkeit und seine Duldsamkeit. So konnte es nicht ausbleiben, daß ihm, dem stark Beschäftigten, eine ganze Reihe von Aufgaben angetragen wurden, gegen die ihrer Undankbarkeit wegen andere zunächst lebhafte Einwendungen gemacht hätten. Schon früh wurde BÖHM mit der Schriftleitung der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft betraut, ein Amt, das er von 1896 bis 1905 innehatte. Eine Reihe von ungewöhnlich starken Bänden zeugt von der Bereitwilligkeit, mit der BÖHM die Spalten der Zeitschrift den Gesellschaftsmitgliedern öffnete.

Auf Bitten v. ZITTEL's übernahm BÖHM das Lesen der Korrekturen der Inhaltsverzeichnisse und der Repetitorien des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie. Zusammen mit dem Verfasser las er ferner die Korrekturen der Register des Jahrbuchs der Geologischen Landesanstalt, und während des Krieges schließlich redigierte er vertretungsweise sowohl das Jahrbuch wie auch die Abhandlungen der Anstalt.

Im dienstlichen Verkehr war BÖHM stets hilfsbereit, aber von einer gewissen Verschlossenheit. Wem er aber seine Freundschaft schenkte, dem gab er sie ganz. Nicht nur mit seinem engen Mitarbeiter, Geheimrat HENRY SCHRÖDER, war er treu verbunden, vor allem war er ein väterlicher Freund dem Verfasser dieser Zeilen, der ihm für diese seine Zuneigung innigen Dank weiß. Keinen Tag gemeinsamer Arbeit beendeten wir, ohne uns in freundschaftlichster Weise voneinander zu verabschieden, keine persönliche oder dienstliche Frage gab es, die wir nicht gemeinsam besprochen hätten. Und so vermag Verfasser wie kaum ein anderer ein Urteil über JOHANNES BÖHM zu fällen: Er war ein guter Mensch.

Diese Güte bewies er vor allem im Kreise seiner Familie. Seit 1894 war er mit FRANZISKA ROMANA, geb. HOLZMAYER, verheiratet, die ihm sieben Kinder schenkte. Wenn auch ein Knabe ihnen im jungen Kindesalter wieder genommen wurde, so hatten die Eltern doch die Freude, sechs prächtige Kinder heranwachsen zu sehen. Der Krieg verlangte auch von BÖHM das Opfer seines ältesten Sohnes, der Weihnachten 1916 in Rumänien als Leutnant für das Vaterland fiel. Tief war auch die Trauer der Familie, als die jüngste Tochter im blühenden Alter durch ärztliche Kunst nicht mehr gerettet werden konnte. BÖHM hat diese Verluste nie ganz verwinden können, obgleich seine Kinder und Enkelkinder ihm immer wieder aufs neue Sonne und Glück in sein Dasein brachten. Für sie war er immer da, gab ihnen von seinem reichen Wissen, so oft sie danach verlangten, so daß sie ihn scherzweise das lebende Lexikon nannten. Ihnen gab BÖHM die Möglichkeit, in Rauchfangswerder, wo er auf einem Wassergrundstück an der Dahme ein Wochenendhaus für die ganze Familie errichtete, in Luft und Licht Erholung zu finden, die Natur in ihrem Erwachen und Werden im Frühjahr, ihrer Blüte im Sommer und ihrem Vergehen im Herbst zu beobachten.

Der Zusammenhalt in der Familie BÖHM's war vorbildlich. Ein harmonischer Lebensabend beschloß sein reiches Leben. Dankbar nahm er die gern gegebene Pflege seiner Kinder auf dem kurzen Krankenlager an, bevor er seiner ihm im Tode vorangegangenen Gattin folgte.

Er ruhe in Frieden!

Verzeichnis der Veröffentlichungen von JOHANNES BOHM

1884 Über die Resultate der Untersuchung Aachener Grünsandfossilien. — Corresp.-Bl., **2**, S. 55 u. 56. Naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf. Bonn.

1885 Der Grünsand von Aachen und seine Molluskenfauna. — Inaug.-Diss. Bonn. 155 S., 2 Taf. Auch: Verh. naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf., **42**, S. 1 bis 152, 2 Taf. Bonn.

1890 Flysch des Fürberges, Sulzberges, Teissenberges und von Muntigl mit den Nierentalschichten. — Verh. k. k. geol. Reichsanst., 1890, Nr. 13, S. 241 u. 242. Wien.

1891 Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Paläontogr., **38**, S. 1—106, 5 Taf., 9 Abb. Stuttgart.

1892 Über das Rhät (?) am Antelao. — Z. deutsch. geol. Ges., **44**, S. 826 u. 827.

1894 Über *Capulus rugosus* Sow. sp. — N. Jb. Min. usw., 1894, I, S. 200—203, 3 Abb. Stuttgart.

1895 Die Gastropoden des Marmolatakalkes. — Paläontogr., **42**, S. 211—308, 7 Taf., 98 Abb. Stuttgart.

1895 Ein Ausflug in's Plessurgebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **47**, S. 548—557.

1898 Über *Ammonites pedernalis* v. BUCH. — Ebenda, **50**, S. 183—201, 3 Taf., 10 Abb.

1898 Einige Fossilien aus den Salvages-Inseln. — Ebenda, **50**, Mbr. S. 33—39, 4 Abb.

1899 Über Triasfossilien von der Bären-Insel. — Ebenda, **51**, S. 325 u. 326.

1899 Vorlegung eines trefflich erhaltenen Exemplars von *Becksia soeckelandi*. — Ebenda, **51**, S. 138.

1900 Über cretacische Gastropoden vom Libanon und vom Karmel. — Ebenda, **52**, S. 189—219, 3 Taf., 16 Abb.

1901 Über die Fauna der Pereiros-Schichten. — Ebenda, **53**, S. 211—252, 3 Taf., 32 Abb.

1902 Vorlage einer Anzahl von Versteinerungen aus Turkestan. — Ebenda, **54**, S. 112.

1903 Description de la faune des couches de Pereiros. (Übersetzung durch CHOFFAT.) — Comm. serv. géol. Portugal, **5**, S. 1—41, 2 Taf., 32 Abb. Lisboa.

1903 Vorlage von Ostreen von General Roca am Rio Negro. — Z. deutsch. geol. Ges., **55**, Mbr. S. 71 u. 72.

1903 Über die obertriadische Fauna der Bäreninsel. — Svenska vetenskapsakad. Handl., **37**, Nr. 3, 76 S., 7 Taf., 10 Abb. Stockholm.

1903 (1911) Über cretacische und eocäne Versteinerungen aus Fergana. — FUTTERER: Durch Asien, **3**, S. 93—112, 1 Taf., 5 Abb. Berlin.

1904 Über *Cassianella ecki* nov. sp. — Z. deutsch. geol. Ges., **56**, Mbr. S. 95 u. 96, 1 Abb.

1904 Über *Nathorstites* und *Dawsonites* aus der arktischen Trias. — Ebenda, S. 96 u. 97.

1904 Über einen Furchenstein und Tertiär in Dahome. — Ebenda, S. 141—145, 2 Abb.

1905 Über *Limulus decheni* ZINCKEN. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1905, **26**, S. 240—245, 1 Taf.

1906 Zu *Brachylepas cretacea* H. WOODWARD. — Cbl. Min. usw., 1906, S. 449 u. 450.

1907 Über *Inoceramus cripsi* MANT. — Z. deutsch. geol. Ges., **59**, Mbr. S. 113 u. 114.

1907 Über *Cardium neptuni* GOLDF. — Ebenda, S. 148 u. 149.

1907 Über *Haenleinia* nov. subgen. — Ebenda, S. 317.

1909 BÖHM, JOH. & SCHROEDER, HENRY: Hercyne Gerölle im Senon des Austberges bei Benzingerode. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **56**, S. 19—32, 1 Taf.

1909 Über *Inoceramus cripsi* auctorum. — Ebenda, S. 39—58, 6 Taf.

1909 *Inoceramus problematicus* v. SCHLOTH. sp. — Z. deutsch. geol. Ges., **61**, Mbr. S. 117—119.

1909 Zum Bett des *Actinocamax plenus* BLAINV. — Ebenda, S. 404.

1909 BÖHM, JOH. & HEIM, ARNOLD: Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizer Alpen. — Abh. schweiz. paläontol. Ges., **36**, S. 1—61, 2 Taf., 2 Abb.

1910 Zur Verbreitung des *Inoceramus involutus* SOW. — Cbl. Min. usw., 1910, S. 741 u. 742.

1910 Der Hochfelln. — Z. deutsch. geol. Ges., **62**, Mbr. S. 717—722, 2 Abb.

1911 Zusammenstellung der Inoceramen der Kreideformation. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1911, **32**, I, S. 375—406.

1911 *Callianassa burckhardti* n. sp. nebst einer Zusammenstellung der fossilen Arten der Gattung *Callianassa*. — Z. deutsch. geol. Ges., **63**, Mbr. S. 37 bis 46, 1 Abb.

1911 Nachtrag zu *Callianassa burckhardti* J. BÖHM. — Ebenda, S. 246.

1911 Nochmals zum Bett des *Actinocamax plenus* BLV. — Ebenda, S. 247.

1911 Über *Inoceramus cuvieri* SOW. — Ebenda, S. 569 u. 570.

1912 Vorlage von kretacischen Versteinerungen aus dem Hinterland von Kilwa Kiwindje. — Ebenda, **64**, Mbr. S. 209—211.

1912 Über das Turon bei Ludwigshöhe in der Uckermark. — Ebenda, Mbr. S. 350 u. 351.

1912 *Inoceramus lamarcki* auct. und *Inoceramus cuvieri* auct. — Ebenda, Mbr. S. 399—404.

1912 Literarische Bemerkung über *Porocystis pruniformis* CRAGIN. — Cbl. Min. usw., 1912, S. 86.

1912 *Temnocheilus (Conchorhynchus) freieslebeni* GEINITZ sp. — Ebenda, S. 698 bis 702, 1 Abb.

1912 Über Triasversteinerungen vom Bellsunde auf Spitzbergen. — Ark. Zool., **8**, Nr. 2, S. 1—15, 1 Taf., 3 Abb.

1913 BÖHM, JOH. & WEISSERMEL, W.: Über tertiäre Versteinerungen von den Bogenfelser Diamantfeldern. — Beitr. geol. Erforsch. deutsch. Schutzgeb., 5, S. 59—83, 5 Taf., 2 Abb.

1914 Zur Gattung *Pleurophorus* KING und *Myoconcha* SOW. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1914, 35, I, S. 549—561, 1 Taf.

1914 Zusammenstellung der Inoceramen der Kreideformation (Nachtrag). — Ebenda, S. 595—599.

1915 Über eine untersenone Fauna am Vonderberge bei Osterfeld i. W. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1914, 35, II, S. 418—423.

1915 Über die Verbreitung des *Inoceramus (Volviceramus) koeneni* G. MÜLL. — Ebenda, S. 424 u. 425.

1915 Über die Emscher- und Untersenon-Fauna bei Sarstedt. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, 36, I, S. 416—422.

1915 Über die untersenone Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus. — Ebenda, S. 423—428.

1915 Über Kreideversteinerungen von Sachalin. — Ebenda, S. 551—558, 1 Taf., 2 Abb.

1915 Vorlage von Inoceramen aus dem subhercynen Emscher und Untersenon. — Z. deutsch. geol. Ges., 67, Mbr. S. 181—183.

1915 Vorlage von Kernproben einer bei Ootmarsum in der Provinz Oberijsel niedergebrachten Bohrung. — Ebenda, S. 268.

1917 Über die Gattungen *Eriphyla* GABB, *Dozvia* BOSQUET und *Freia* JOH. BÖHM. — Z. deutsch. geol. Ges., 69, Mbr. S. 20—30.

1917 Über Versteinerungen aus der Hohen Mark östlich Lembeck in Westfalen. — Ebenda, S. 194.

1918 Über die untersenone Fauna bei Lüdinghausen in Westfalen. — Z. deutsch. geol. Ges., 70, Mbr. S. 74 u. 75.

1918 Literarische Bemerkung zur Gattung *Bellerophina* D'ORB. — Ebenda, S. 170—173.

1919 *Echinocorys franciscae* nov. sp. und die turone Fauna von Lebbin und Kalkofen auf Wollin. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1918, 39, II, S. 148 bis 153, 1 Taf.

1919 *Mya klinghardti* nov. sp. aus der tertiären diamantführenden Strandterrasse bei Bogenfels in Südwestafrika. — Z. deutsch. geol. Ges., 71, Mbr. S. 78.

1919 *Patella wünschmanni* nov. sp. und die Fauna des Ilsenburgmergels bei Wernigerode. — Ebenda, S. 81—85, 1 Abb.

1919 Zur Fauna des Emscher bei Soest. — Ebenda, S. 86—88.

1920 Über *Inoceramus cardissoides* auct. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1919, II, S. 65—70.

1920 Zur systematischen Stellung der Gattung *Neithea* DROUET. — Ebenda, S. 129—147, 2 Abb.

1920 Über *Pecten septemplicatus* auct. — Ebenda, S. 156—160, 1 Taf.

1920 Über Granulatenkreide und Turon bei Rewahl in Pommern. — Z. deutsch. geol. Ges., 72, Mbr. S. 204—208.

1922 *Aporrhais requieniana* WZTTL. non D'ORB. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1920, **41**, I, S. 210—215, 1 Abb.

1922 Arthropoda. Crustacea. — K. MARTIN: „Die Fossilien von Java", in Slg. geol. Reichsmus. Leiden, N. F., **1**, 2, S. 521—535, 1 Taf.

1924 Über eine senone Fauna von Misol. — Paläontol. von Timor, **14**, S. 83 bis 103, 5 Taf., 4 Abb.

1925 Über die Gattungen *Bembix* DE KON. und *Stelzneria* GEINITZ. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 835—838, 1 Abb.

1925 *Hyphoplites laurenti* nov. sp. Ein Beitrag zur Familie Hoplitidae (H. DOUV.) SPATH. — Ebenda, S. 839—850, 4 Abb.

1925 Zur Fauna des Oberen Alb mit *Mastigoceras adpressum* SOW. sp. bei Ootmarsum (Holland). — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, S. 198—205, 1 Taf.

1926 Über *Terebratella canaliculata* A. RÖM. sp. — Cbl. Min. usw., 1926, B, S. 208—211, 2 Abb.

1927 *Raninellopsis gottschei* nov. gen., n. sp. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 563—566, 2 Abb.

1929 Eozäne und miozäne Versteinerungen aus Angola. — Z. deutsch. geol. Ges., **81**, S. 450—458, 2 Taf., 1 Abb.

1932 BÖHM, JOH. & RIEDEL, LEONH.: Über eine als *Placenticeras* beschriebene *Oppelia (Bornhardticeras* n. gen.) aus dem Neocom von Deutsch-Ostafrika. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1932, **53**, S. 112—124, 1 Taf., 4 Abb.

1933 Die palaeogene Fauna Ost-Turkestans. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 99—118, 3 Taf.

I. Tätigkeitsbericht

für das Jahr 1938



POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Das letzte Jahr der Preußischen Geologischen Landesanstalt vor ihrer Eingliederung in die Reichsstelle für Bodenforschung stand noch mehr als die Vorjahre im Zeichen der Mitwirkung an den großen praktischen Aufgaben für Staat und Wirtschaft. Größeren Umfang nahm erstmalig unsere Mitarbeit beim Bau der Befestigungsanlagen an.

Die Arbeiten der Abteilungen für Erdölforschung und für Geophysik erforderten ebenso wie die Bearbeitung von Lagerstätten und von wasserwirtschaftlichen Fragen gesteigerten Einsatz, so daß im Berichtsjahr ein starker Mangel an Geologen eintrat.

Unter diesen Umständen mußte die satzungsgemäße Hauptaufgabe, die geologische Kartenaufnahme, weitgehend zurückgestellt und auf besonders wichtige Gebiete beschränkt werden. Dabei wurde der Ausbildung der Assistenten besondere Aufmerksamkeit geschenkt, um sie für ihre praktische Tätigkeit vorzubereiten.

Der gesteigerten Arbeitsleistung der Geologen entspricht eine starke Zunahme der Verwaltungstätigkeit. Im Berichtsjahre waren nicht weniger als 24 600 Eingänge zu registrieren und 9000 Einnahme- und Ausgabebelege zu verbuchen.

Die Zahl der dauernd beschäftigten Personen betrug am 31. März 1939 267.

A. Geologische Aufnahmen und daran anschließende wissenschaftliche Arbeiten

1. Rheinprovinz

a) Aufnahmen 1:25 000

Eifel:

Landesgeologe Schmidt beendete die Aufnahme von Blatt Blankenheim (5505) und begann mit der Aufnahme von Blatt Aremberg (5506). Abteilungsdirektor Wunstorf nahm den unterdevonischen Anteil des Blattes Mechernich (5405) auf.

Bezirksgeologe Ahrens setzte die Aufnahme der nicht-devonischen Teile der Blätter Gerolstein (5705) und Hillesheim (5706) fort.

Hunsrück:

Bezirksgeologe Quiring beendete die Aufnahme von Blatt Dommershausen (5810). Gemeinsam mit Geologen Kutscher setzte er die Bearbeitung des Blattes Kastellaun (5910) fort.

Nahegebiet:

Blatt Baumholder (6310) wurde von Bezirksgeologen Behrend fertiggestellt, die Aufnahme des Blattes Grumbach-Lauterecken (6311) begonnen.

Bergisches Land:

Mitarbeiter Schriel setzte die Arbeiten auf Blatt Wiehl (5011) fort.

b) Sonderaufgaben

Die Abteilungsdirektoren Wunstorf und Gothan sowie Geologe Hartung verfolgten die Grubenaufschlüsse und Bohrungen in den Steinkohlengebieten von Aachen, Erkelenz und am Niederrhein.

Landesgeologe Schmidt untersuchte die Stratigraphie der Roteisenstein führenden Schichten an der Grenze Unterdevon—Mitteldevon in der Nordeifel.

Geologe Kutscher führte biostratigraphische Untersuchungen im Taunusquarzit und Hunsrückschiefer im südlichen Hunsrück aus.

Landesgeologe Kegel und die Bezirksgeologen Woldstedt, Michels und Ahrens begingen gemeinsam mit einigen anderen Fachgenossen die Rheinterrassen und Lößablagerungen zwischen Mainz und Koblenz.

Die beim Bau der Reichsautobahnen entstandenen Aufschlüsse wurden von den Bezirksgeologen Paeckelmann, Ahrens und Udluft verfolgt, zumeist in Verbindung mit örtlichen Beratungen.

Bezirksgeologe Ebert untersuchte die Straßenneubauten auf Blatt Kempenich (5508) und wertete sie für die Kartierung des Blattes aus.

2. Saarland

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Quiring nahm den Karbon-Buntsandstein-Anteil auf Blatt Ludweiler-Warndt (6706) auf und setzte die Aufnahme von Blatt Illingen (6608) fort.

Bezirksgeologe Schröder kartierte mit Unterstützung der Assistenten Seifert und Genieser den W-Teil von Blatt Reimsbach (6506). Geologe Klingner nahm auf Blatt Saarlautern (6606) den Trias-Anteil westlich Saarlautern auf.

b) Sonderaufgaben

Wissenschaftlicher Angestellter Bode führte die Untersuchung der Aufschlüsse des Steinkohlenbergbaus fort, Abteilungsdirektor Gothan die paläobotanischen Arbeiten im Karbon und Rotliegenden des Saar-Nahegebietes.

Bezirksgeologe Schröder und Chemiker Hellmers führten eine Begehung zum Studium der Eruptivgesteine des Saarlandes durch.

3. Hohenzollern

— — —

4. Provinz Westfalen, Länder Lippe und Schaumburg-Lippe

a) Aufnahmen 1:25 000

Ruhrgebiet:

Geologe Mempel setzte die Neuaufnahme des Blattes Hörde (4611) fort, Wissenschaftlicher Angestellter Bode diejenige des Blattes Kamen (4411). Letzterer stellte die Flözkarten der Blätter Hamm, Lünen und Waltrop fertig.

Sauerland:

Bezirksgeologe Paeckelmann setzte die Aufnahme des Blattes Eslohe (4715) fort, Bezirksgeologe Udluft die Aufnahme des Blattes Girkhausen (4816) und Geologe Beyer die des Blattes Schmallenberg (4815). Geologe Richter brachte die Aufnahme des Blattes Hirschberg (4515) dem Abschluß nahe und begann gleichzeitig mit der Aufnahme des Oberkarbon-Anteils von Blatt Meschede (4615).

b) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Udluft zeichnete gemeinsam mit Geologen Beyenburg und Assistent Quitzow für das Reichsamt für Landesaufnahme eine geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Industriegebietes im Maßstab 1:500 000.

Die Bergbauaufschlüsse im Ruhrgebiet wurden von Geologen Mempel und Wissenschaftlichem Angestellten Bode verfolgt. An den paläobotanischen Arbeiten war Geologe Hartung beteiligt.

Bezirksgeologe Paeckelmann untersuchte die neuen Tiefbauaufschlüsse des Ramsbecker Erzbezirkes. Geologe Richter setzte die Untersuchungsarbeiten im Warsteiner Eisenerzbezirk fort. Die Neuaufschlüsse im Siegerländer Eisensteinbergbau untersuchte Bezirksgeologe Quiring.

Bezirksgeologe Behrend verfolgte die Aufschlußarbeiten des Strontianit-Bergbaues im Münsterland.

Die Bezirksgeologen Paeckelmann und Reich führten eine Begehung der Quarzitgebiete des Sauerlandes durch.

Bezirksgeologe Paeckelmann und Geologe Beyer setzten die Untersuchungen im Silur des Ebbegebirges fort.

Für die Untersuchung der Eisenerze des Warsteiner Gebietes führte Topograph Otto eine Teilvermessung im Maßstabe 1:10 000 auf dem Blatte Rüthen (4516) aus.

5. Provinz Hessen-Nassau

a) Aufnahmen 1:25 000

Lahn-Dillmulde:

Bezirksgeologe Michels setzte die Aufnahme des Blattes Limburg a. d. Lahn (5614) fort und begann unter Mitwirkung des Bergrats Zimmermann und des Assistenten Niedermayer die Aufnahme des Blattes Villmar (5615).

Kellerwald und Nachbargebiete:

Bezirksgeologe Dahlgrün beendete die Aufnahme des Altpaläozoikums auf den Blättern Wildungen (4820) und Waldeck (4720) bis auf eine Schlußbegehung, ferner nahm er den Devon-Anteil des Blattes Fürstenberg (4819) auf. Die Aufnahme des Kulms des Blattes Fürstenberg wurde von Geologen Hartung begonnen.

Landesgeologe Grupe stellte zusammen mit den Assistenten Karrenberg und Dantz das Blatt Waldeck (4720) fertig und setzte die Aufnahme des Blattes Korbach (4719) fort. Die Bearbeitung des Blattes Fritzlar (4821) wurde von Mitarbeiter Blanckenhorn durch eine Schlußbegehung beendet. Bezirks-

geologe Reich nahm eine Revision des altpaläozoischen Anteils von Blatt Wetter (5018) vor.

Richelsdorfer Gebirge:

Mitarbeiter Schriel und Bezirksgeologe Dienemann setzten die Aufnahmearbeiten auf Blatt Hönebach (5025) fort. Geologe Richter begann mit der Neuaufnahme des Blattes Herleshausen (4926).

b) Sonderaufgaben

Die Belange des Eisenerzbergbaus im Lahn-Dillgebiet wurden durch Landesgeologen Kegel, Bezirksgeologen Michels und Bergrat Zimmermann wahrgenommen. Bezirksgeologe Dienemann verfolgte die Aufschlüsse des Eisensteinbergbaues im Wiehengebirge. Geologe Richter führte eine fünftägige Begehung im Kupferschieferbezirk der Umgebung von Herleshausen aus und verfolgte die Bohraufschlüsse im Richelsdorfer Kupferschiefer.

Assistent Karrenberg machte im Vogelsberg und Westerwald Begehungen zum Studium der Basalteisensteine.

Bezirksgeologe Schindewolf führte biostratigraphische Untersuchungen im Unterkarbon der Blätter Battenberg (4917) und Frankenau (4919) aus.

Die beim Bau der Reichsautobahnen entstandenen Neuaufschlüsse wurden von Landesgeologen Grupe und den Bezirksgeologen Dienemann und Michels verfolgt.

6. Provinz Hannover, Länder Braunschweig, Oldenburg und Bremen

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Dienemann führte eine geologische Kartierung des Dümmergebietes auf den Blättern Diepholz (3316), Damme (3415), Lembruch (3416), Hunteburg (3515) und Lemförde (3516) aus und machte Revisionsbegehungen auf dem Blatt Bederkesa (2319).

Bezirksgeologe Woldstedt führte Begehungen auf den Blättern Ehra (3430), Steimke (3431) und Öbisfelde (3531) für die Drucklegung der Blätter aus.

Geologe Beschoren beendete die Aufnahme des Blattes Pattensen (3427).

Freiwilliger Mitarbeiter Schucht stellte das Blatt Munster (3026) fertig und führte eine Schlußbegehung auf dem Blatte Soltau (3025) aus.

Mitarbeiter Wildvang nahm das Blatt Papenburg (2910) auf.

b) Übersichtsaufnahmen 1:200 000

Bezirksgeologe Dienemann setzte die Übersichtsaufnahme des Blattes Nienburg 1:200 000 durch Bearbeitung des Blattes Bücken (2320) und von Teilen der Blätter Vilsen (3119), Hoya (3120), Dörverden (3121) und Eystrup (3221) fort.

Bezirksgeologe Woldstedt schloß die Aufnahme des Blattes Celle 1:200 000 mit der Bearbeitung der Blätter Bedingbostel (3022), Visselhövede (3023) und Dorfmark (3024) ab.

c) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Dienemann untersuchte ein Kieselgurlager am Dümmer und verfolgte die Aufschlüsse bei der Kanalisierung der mittleren Weser und beim Bau der Reichsautobahn.

Auf Veranlassung des Oberpräsidiums von Hannover wurde unter Leitung von Bezirksgeologen Dienemann mit der Bearbeitung einer Lagerstättenkarte des niedersächsischen Raumes 1 : 100 000 begonnen, die in erster Linie den Belangen der Landesplanung dienen soll.

Bezirksgeologe Woldstedt verfolgte die Aufschlüsse am Stichkanal Braunschweig—Bleckenstedt.

Bergrat Fulda bearbeitete die bergbaulichen Verhältnisse für die Erläuterungen zu Blatt Wunstorf (3522).

Abteilungsdirektor Gothan führte vergleichend paläobotanische Untersuchungen im Wealden des Hils aus. Landesgeologe Schmidt führte Chemiker Pfeffer in die Geologie des Oberharzes und Harzvorlandes für die bodenkundliche Überarbeitung ein.

7. Land Thüringen

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Die Mitarbeiter Deubel und Martini begannen mit der Neubearbeitung des Blattes Spechtsbrunn (Tettau) (5533).

b) Übersichtsaufnahmen 1 : 100 000 und 1 : 200 000

Für die Übersichtskarte des Thüringer Beckens wurden die Blätter Eisenach (Ost) (5028), Fröttstädt (5029), Gotha (5030), Waltershausen-Friedrichroda (5129) und Ohrdruf (5130) von Abteilungsleiter Naumann, die Blätter Eckartsberga (4835), Wiehe (4734), Oberheldrungen (4733) und Artern (4633) von Mitarbeiter Martini überarbeitet.

Geologe von Gaertner führte Übersichtsaufnahmen im Ruhlaer Sattel zum Abschluß des Blattes Gotha 1 : 200 000 durch.

c) Sonderaufgaben

Abteilungsdirektor Gothan stellte vergleichend paläobotanische Untersuchungen im Keuper und Rotliegenden an.

Abteilungsdirektor Gothan stellte vergleichend paläobotanische Unterautobahn Erfurt—Kassel.

8. Provinz Sachsen und Land Anhalt

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Landesgeologe Picard schloß die Aufnahme des Blattes Schlieben (4246) ab.

Bezirksgeologe Woldstedt führte Revisionen auf den Blättern Steimke (3431) und Öbisfelde (3531) für die Drucklegung aus (vgl. Provinz Hannover).

9. Provinz Schleswig-Holstein

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Dietz schloß das Blatt List (0916) ab, nahm die Blätter Westerland (1015), Kampen (1016) und Morsum (1116) auf und begann mit der Kartierung des Blattes Rantum (1115). Geologe Heck setzte die Aufnahme der Blätter Hütten (1524) und Eckernförde (1525) fort. Freiwilliger Mitarbeiter Range führte die Kartierung der Blätter Bargteheide (2227) weiter.

b) Übersichtsaufnahmen

Geologe Heck führte teilweise mit Unterstützung durch einen Hilfsarbeiter eine Übersichtskartierung auf den Blättern Ostenfeld (1521), Hollingstedt (1522), Friedrichstadt (1620), Süderstapel (1621), Meggerdorf (1622), Tellingstedt (1721) und Dellstedt (1722) für die Wasserwirtschaftsstelle beim Oberpräsidium Kiel aus.

c) Sonderaufgaben

Geologe Heck nahm eine Bereisung der Ostseeküste zwischen Fehmarn-Sund und Flensburger Förde zur Feststellung von nacheiszeitlichen Strandverschiebungen vor und verfolgte sämtliche Wasserbohrungen und Brunnenaufschlüsse in der Provinz zur Gewinnung einer Übersicht über die Grundwasserverhältnisse.

10. Provinz Brandenburg und Reichshauptstadt Berlin

a) Aufnahmen 1:25 000

Landesgeologe Dammer setzte die Aufnahme des Blattes Liebenau (3658) fort. Landesgeologe Picard führte die Kartierung des Blattes Dahme (4146) weiter. Bezirksgeologe Zimmermann beendete die Aufnahme des Blattes Radolin (2965) und begann diejenige des Blattes Schönlanke (2964). Geologe Klingner machte eine Schlußbegehung auf den Blättern Brätz (3660) und Tirschtiegel (3661). Die Assistenten Genieser, Niedermayer und Haller und Geologe Beyer führten eine Probekartierung auf den Blättern Blesen (3458) und Göllmütz (3459) aus. Mitarbeiter Krause setzte die Revision der Blätter Joachimstal (3048), Gr. Ziethen (3049), Eberswalde (3148) und Hohenfinow (3149) fort.

b) Sonderaufgaben

Landesgeologe Dammer hielt einen Kursus zur Einführung in die Diluvialgeologie und die Methoden der Flachlandskartierung für junge Geologen und Assistenten ab.

Landesgeologe Picard verfolgte die Bergbauaufschlüsse in der Niederlausitz.

Landesgeologe Schneider verfolgte laufend die bei den großen Bauvorhaben in Berlin und der mittleren Mark entstandenen Aufschlüsse.

Bezirksgeologe Hesemann nahm Geschiebeuntersuchungen zur Klärung der Diluvialstratigraphie vor.

11. Provinz Pommern

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Stach beendete die Aufnahme des Blattes Putbus (1646) und begann diejenige der Blätter Vilmnitz (1647), Rappin (1446) und Sagard (1447).

Bezirksgeologe Hesemann setzte die Aufnahme der Blätter Arnhausen (2161) und Nörenberg (2559) fort.

Assistent Graupner führte die Revision und bodenkundliche Bearbeitung der Blätter Ückermünde (2250), Eggesin (2350) und Stolzenburg (2451) aus.

12. Provinz Schlesien

a) Aufnahmen 1:25 000

Niederschlesien:

Landesgeologe Berg beendete die Aufnahmen des Blattes Görlitz (4855).

Assistent Quitzow setzte die Aufnahmearbeiten auf Blatt Kolbnitz (4962) fort.

Bezirksgeologe Meister kartierte auf Blatt Habelschwerdt (5765) den kristallinen Anteil im Bereich des Heidelberg-Massives und seiner südlichen Ausläufer.

Auf den Blättern Ullersdorf (5666) und Wölfelsdorf (5766) führte Assistent Körnke unter Anleitung von Bezirksgeologen Meister eine Probekartierung aus.

Landesgeologe Cramer setzte die Aufnahme auf Blatt Grünberg-Ost (4059) fort.

Oberschlesien:

Bezirksgeologe Assmann setzte die Aufnahmen der Blätter Groß-Stein (5474) und Oppeln (5373) fort.

Landesgeologe Cramer schloß Blatt Heydebreck (5675) ab.

b) Sonderaufgaben

Landesgeologe Berg untersuchte auf Blatt Kaiserswaldau (4760) den Zusammenhang der Tagesaufschlüsse mit den Ergebnissen der Bohrungen auf Kupferschiefer.

Abteilungsdirektor Gothan stellte stratigraphisch-paläontologische Studien im Waldenburger Revier an.

Bezirksgeologe Meister untersuchte die bei den Straßenneubauten auf den Blättern Wünschelburg (5464) und Bad Reinerz (5564) entstandenen Aufschlüsse.

Assistent Quitzow führte Vergleichsbegehungen auf den Blättern Bolkenhain (5062), Kauffung (5061) und Ruhbank (5162) aus.

Bezirksgeologe Assmann verfolgte die neuen Aufschlüsse des oberschlesischen Steinkohlengebirges.

Die Untersuchung der Steinkohlenbohrungen erfolgte durch Abteilungsdirektor Gothan.

Die Untersuchungsarbeiten auf Eisenerz bei Landsberg wurden von Bezirksgeologen Assmann verfolgt.

13. Provinz Ostpreußen

a) Aufnahmen 1:25 000

Bezirksgeologe Woldstedt leitete die Aufnahme des Blattes Alt-Wartenburg (2189) durch drei Hilfsarbeiter.

Assistent Körnke stellte das Blatt Stuhm (2080) fertig und setzte die Aufnahme des Blattes Wuttrienen (2389) fort.

Mitarbeiter Krause führte eine Überarbeitung der Blätter Allenstein (2288) und Göttkendorf (2188) aus.

b) Übersichtsaufnahmen

Für die Übersichtskarte von Ostpreußen 1:300 000 führte Bezirksgeologe Woldstedt eine Reihe von Revisionen aus.

14. Gemeinschaftsarbeit Bayrischer Wald

Die Gemeinschaftsarbeit mit der Bayrischen Geologischen Landesuntersuchung wurde fortgeführt und weitgehend auf die Belange der nutzbaren Ablagerungen abgestellt. Da die Bayrische Ostmark geologisch z. T. nur wenig erforscht ist, waren Kartierungsarbeiten als Grundlage für die wirtschaftlichen Fragen unerläßlich.

a) Aufnahmen 1:25 000

Im nördlichen Teil der Bayrischen Ostmark beendete Geologe von Gaertner die Aufnahme der Blätter Neualbenreuth (6040), Mähring (6041) und Treppenstein (6141) in ihrem bayrischen Anteil. Ferner setzte er die Aufnahme von Blatt Tirschenreuth (6140) fort.

Assistent Karrenberg stellte die Blätter Mitterteich (6039) und Falkenberg (6139) im Tertiärgebiet fertig und kartierte außerdem im Tertiär- und Granitgebiet des Blattes Waldershof (6038).

Im eigentlichen Bayrischen Wald wurde Blatt Cham-Ost (6742) von Bezirksgeologen Fischer nahezu abgeschlossen. Derselbe begann mit der Aufnahme von Blatt Kötzting (6843).

Mitarbeiter Nothaft, München, schloß die Aufnahme des Blattes Miltach (6842) durch eine Neubearbeitung der Osthälfte ab.

Mitarbeiter Priehäuser, München, nahm Nachträge auf den Blättern Zwiesel (6945), Hirschberg (6946) und Eisenstein (6845) vor.

b) Übersichtsaufnahmen

Zur Vorbereitung von Übersichtskarten wurden von Bezirksgeologen Fischer Übersichtsaufnahmen im Gebiete der Blätter 1:50 000 Cham-West und Neunburg v. W. durchgeführt.

c) Sonderaufgaben

Geologe von Gaertner nahm Untersuchungen in der Umrandung der Münchberger Gneismasse vor.

Zur Angleichung der Kartierungen im nördlichen und südlichen Aufnahmegebiet wurden Vergleichsbegehungen durch die Bezirksgeologen Dahlgrün und Fischer, Geologen von Gaertner und Assistent Karrenberg durchgeführt.

B. Internationale Geologische Karten

Im Auftrage der Kartenkommissionen des Internationalen Geologenkongresses wurden von der Geologischen Karte von Europa (Maßstab 1 : 1,5 Mill.) Topographie und Geologie des Afrikanischen Anteiles der Blätter A 6 (Sevilla), B 6 (Madrid) und C 6 (Rom) nach neuem französischem Material umgezeichnet. Die Vorbereitungen für die geologische Darstellung des Blattes D 6 (Athen) sind abgeschlossen, so daß mit der Reinzeichnung begonnen werden kann. Für die Blätter B 3, C 3 und D 3, die Schottland, das südliche Skandinavien und das Baltikum umfassen, wurde die Einpassung der geologischen Formationen in das Farbschema der internationalen Karte festgelegt und das Material für die topographische Ergänzung der ersten Auflage beschafft.

Von der Weltkarte (Maßstab 1 : 5 Mill.) wurde der kanadische Anteil des Blattes 12 (New York) geologisch bearbeitet und bis auf kleinere Lücken, für die geeignete Unterlagen fehlen, gezeichnet. Das Gradnetz und die Topographie wurde für die Blätter des südlichen Südamerika 30, 31, 36 und 37 berechnet und konstruiert.

Im September 1938 fand in Berlin eine Tagung der Kartenkommissionen statt, an der Vertreter von Dänemark, Deutschland, Finnland, Italien, Norwegen, Polen und Schweden teilnahmen. Im Januar 1939 wurde mit den Vertretern der nordischen Staaten eine Arbeitstagung in Stockholm abgehalten.

C. Institut für Bodenkunde

1. Bodenkartierung

a) Bodennutzungskarte 1:100 000

Im Anschluß an die geologische Kartierung fand eine bodenkundliche Überarbeitung, verbunden mit der Herstellung einer Bodennutzungskarte für die Erläuterung folgender Blätter statt:

Westfalen:

Waltrop (4310), Lünen (4311) und Hamm (4312) durch Assistent Graupner.

Hessen-Nassau:

Frankenberg (4918) und Wetter (5018) durch Wissenschaftlichen Angestellten Schönhals.

Provinz Hannover:

Lutter a. Bge. (4027), Seesen (4127), Osterode (4227) und Clausthal-Zellerfeld (4128) durch Chemiker Pfeffer.

Bentheim (3608), Schüttorf (3609), Glanerbrücke (3707), Gronau (3708) und Ochtrup (3709) durch Diplom-Landwirt Ihnen.

Bederkesa (2319) und Köhlen (2419) durch Wissenschaftlichen Angestellten von Raupach.

Land Braunschweig:

Steimke (3431) und Oebisfelde (3531) durch die Wissenschaftlichen Angestellten Klein und Schönhals.

Provinz Sachsen:

Mühlberg (4545, Sächs. Bl. 3), Übigau (4445) und Bad Liebenwerda (4446) durch Wissenschaftlichen Angestellten Schober.

Provinz Schleswig-Holstein:

Schleswig (1423), Brodersby (1424), Sieseby (1425) und Dorotheenthal (1426) durch Diplom-Landwirt Ihnen.

Provinz Pommern:

Ueckermünde (2250), Eggesin (2350) und Stolzenburg (2451) durch Assistent Graupner.
Stralsund (1644), Samtens (1645), Elmenhorst (1744) und Stahlbrode (1745) durch Diplom-Landwirt Ihnen.

Provinz Schlesien:

Glatz (5565), Königshain (5566), Reichenstein (5567) und Bad Landeck (5667) durch Assistent Graupner.

b) Anderweitige Bodenkarten

Saarpfalz:

Im Auftrage der Landesplanung des Gaues Saarpfalz nahm Wissenschaftlicher Angestellter Klein die Blätter Speyer (6616, Bayr. Bl. Nr. 33), Haßloch (6615, Bayr. Bl. Nr. 32), Neustadt (6614, Bayr. Bl. Nr. 31) und Germersheim (6716, Bayr. Bl. Nr. 42) bodenkundlich auf.

Provinz Brandenburg:

Die im Auftrage der Landesplanungsgemeinschaft Brandenburg bearbeitete bodenkundliche Übersichtskarte der Umgebung von Berlin 1:100 000 wurde von den Wissenschaftlichen Angestellten Schober und Müller durch die Aufnahme der Meßtischblätter Beelitz (3743), Wildenbruch (3744), Trebbin (3745), Zossen (3746), Mittenwalde (3747) und Storkow (3749) abgeschlossen.

Für die „Brandenburgische Heimstätte“ und für das Reichsforstamt wurden 13 Bodenkarten in Maßstäben zwischen 1:1000 bis 1:5000 für Bauvorhaben des Vierjahresplanes in Erkner, Königsberg (Nm.), Basdorf, Brandenburg (Havel), Hennigsdorf, Priort-Döberitz, Wittenberg (Elbe) und Velten angefertigt.

Provinz Pommern:

Der Wissenschaftliche Angestellte Schönhals stellte für Siedlungszwecke eine Bodennutzungskarte im Maßstab 1:25 000 her von den Blättern Bergen (1546), Rappin (1446), Lubkow (1547) und Sagard (1447).

Diplom-Landwirt Ihnen entwarf auf Grund der in den Vorjahren durchgeführten Bodenkartierung eine bodenkundliche Übersichtskarte von Pommern im Maßstab 1:750 000.

Für die „Pommersche Heimstätte G. m. b. H." wurden fünf Bodenkarten in großen Maßstäben für Siedlungszwecke bei Pölitz, Hagen, Stralsund, Warsow und Sydowsaue vom Wissenschaftlichen Angestellten Schober hergestellt.

Für die Stadtverwaltung Stralsund stellte Wissenschaftlicher Angestellter von Raupach für Siedlungszwecke eine Bodenkarte von der Umgebung der Stadt im Maßstab 1:10 000 und für Bauvorhaben von Teilen des Stadtgebietes eine Bodenkarte im Maßstab 1:4000 her.

Ostpreußen:

Die Wissenschaftlichen Angestellten Schober und Müller stellten für das Hafenbauamt in Pillau eine Bodennutzungskarte der Umgebung des Frischen Haffs im Maßstab 1:100 000 her.

2. Bodenuntersuchungen im Laboratorium

Es wurden ausgeführt:

617 Korngrößenanalysen nach Kopecky,
91 Vegetationsversuche nach Neubauer,
490 elektrometrische Reaktionsbestimmungen nach Trénel,
26 Bestimmungen des kohlensauren Kalkes nach Scheibler,
47 Humusbestimmungen nach Alten,
15 Stickstoffbestimmungen nach Kjeldahl,
6 Schwefelbestimmungen nach Eschka,
53 Feuchtigkeitsbestimmungen,
17 Flußsäureaufschlüsse,
78 Säureauszüge,
26 Ammonchloridauszüge,
4 Natronlaugeauszüge,
10 Wasserauszüge zur Bestimmung von Chlornatrium.

3. Tätigkeit der Zeichenbüros

Für die landwirtschaftlich-bodenkundlichen Erläuterungen der Lieferungen 321, 347, 349, 350, 351, 354, 355 und 357 wurden acht zur Drucklegung bestimmte Reinzeichnungen von Bodennutzungskarten im Maßstab 1:100 000 kartographisch bearbeitet.

Für die Landesplanungsgemeinschaft der Provinz Pommern wurde eine bodenkundliche Übersichtskarte im Maßstab 1:750 000 gezeichnet.

Die bodenkundliche Übersichtskarte der Umgebung von Berlin im Maßstab 1:100 000 wurde zur Drucklegung kartographisch bearbeitet.

Ferner wurden angefertigt:

92 von Hand kolorierte Bodenkarten im Maßstab 1:100 000 für Gebiete in Pommern, Hannover, Ostpreußen, Grenzmark, Hessen-Nassau,

39 Bodenkarten im Maßstab 1:25 000 von Stralsund, Rügen, Greifswald und Saarpfalz,

44 Bodenkarten in großen Maßstäben für Stadtverwaltungen, Siedlungs- und Heimstätten-Gesellschaften bei Stralsund, Brandenburg (Havel), Stettin, Wittenberge und Berlin.

D. Institut für Geophysik

Im Rahmen der geophysikalischen Reichsaufnahme wurden vom Institut für Geophysik oder von beauftragten Behörden bzw. Firmen in großem Umfang folgende Arbeiten ausgeführt:

1. Großraumuntersuchungen

im norddeutschen Flachland, im Alpenvorland, im inner- und außeralpinen sowie im Grazer Becken mit dem Ziel, großtektonische Untergrundsstrukturen aufzufinden und ihre Beziehung zur Salzstockbildung und Erdölführung zu untersuchen. Im einzelnen wurden durchgeführt:

a) Schweremessungen

Weiträumige Pendelmessungen mit Hilfe des Geodätischen Instituts Potsdam in Ostpreußen, Sachsen und Schlesien zur Schaffung eines Netzes I. Ordnung für absolute Schwerewerte und zur Revision älterer Pendelwerte.

Engmaschige Gravimetermessungen mit dem Thyssengravimeter in Westfalen, Hannover, Provinz Sachsen, Anhalt, Mecklenburg, Pommern, Brandenburg, Schlesien, ferner in Bayern. In der Ostmark einschließlich Südmähren fanden noch engere Gravimetermessungen statt, z. T. auch ausgesprochene Gravimeterspezialuntersuchungen auf dicht vermessenen Profillinien.

Mit dem veränderten Haalck'schen Gravimeter wurden Seemessungen im Bereich des Elbe- und Wesermündungsgebietes ausgeführt.

b) Magnetische Messungen

Es wurden die magnetischen Messungen in Vorpommern und Südpommern beendet und im nördlichen Teil der Mark Brandenburg fortgesetzt. Auch im östlichen Teil der Mark und in westlichen Teilen der Provinz Schlesien wurden die erdmagnetischen Aufnahmen weitergeführt.

Am Niederrhein wurden die magnetischen Aufnahmen bis in das Gebiet von Düsseldorf, Erkelenz und in Westfalen im Gebiet von Iserlohn weitergeführt. In der Bayerischen Ostmark wurde mit einer regionalen Untersuchung begonnen, die das Gebiet zwischen Wunsiedel und Zwiesel umfaßt. Mit der regionalen erdmagnetischen Aufnahme des Grazer Beckens wurde begonnen.

2. Speziellere Untersuchungen

durch Drehwaage- und seismische Messungen wurden zur Auffindung und Umgrenzung von Salzstöcken und anderen verdeckten Untergrundsstrukturen von erdölgeologischer Bedeutung in Norddeutschland, Württemberg und der Ostmark (einschließlich Südmähren) durchgeführt.

a) Drehwaagemessungen

Das Hauptgewicht der Arbeiten lag im mittleren Norddeutschland, in größeren Gebieten der Provinzen Sachsen, Hannover, Mecklenburg, Brandenburg, Pommern und des Landes Braunschweig. Als neues Arbeitsgebiet trat die Ostmark hinzu, wo das inner- und außeralpine Wiener Becken durch drei Trupps einer genauen Untersuchung im Hinblick auf den Verlauf bekannter und die Auffindung neuer erdölgeologisch wichtiger Strukturen unterzogen wurde. Das Ergebnis sämtlicher Untersuchungen ist sehr befriedigend; es wurde eine große Anzahl von Salz- und anderen Strukturen aufgefunden und umgrenzt; die geologischen Probleme im Wiener Becken wurden weitgehend einer Klärung nähergebracht. Neben den Arbeiten für die Aufsuchung neuer Objekte sind relativ umfangreiche Messungen zur Vervollständigung und zum Zusammenschluß der vorhandenen Drehwaagebilder ausgeführt worden.

b) Seismische Untersuchungen

Seismische Untersuchungen wurden in unserem Auftrage und unter unserer Leitung durch die Seismos G. m. b. H. ausgeführt. Es waren während des Jahres durchgehend vier Trupps tätig. Nach der Rückkehr der Ostmark und des Sudetenlandes wurden zusätzlich zwei, zuletzt sogar drei weitere Trupps eingesetzt.

Die regionalen Arbeiten für die Reichsaufnahme umfassen die folgenden Gebiete:

Provinz Hannover: Arbeitsgebiete Sögel, Leer, Esens, Norden und Emden (Ostfriesland) und Arbeitsgebiete Syke, Eystrup, Winsen a. d. Luhe und Amelinghausen (Nordhannover).

Provinz Schleswig-Holstein: Arbeitsgebiete Husum 1 und 2, Büsum und Friedrichskoog.

Provinz Sachsen: Arbeitsgebiet Arendsee (Altmark).

Provinz Brandenburg: Arbeitsgebiet Perleberg (Prignitz).

Provinz Pommern: Arbeitsgebiet Tempelburg, Bublitz, Rügenwalde und Köslin.

Land Württemberg: Arbeitsgebiet Ehingen.

Oberdonau: Arbeitsgebiet Andorf und Bad Schallerbach.

Niederdonau und Südmähren: Arbeitsgebiete Tulln-Stockerau und Lundenburg.

Bei diesen Untersuchungen wurden zahlreiche bekannte Strukturen und Salzhorste näher umgrenzt und weitere unbekannte aufgefunden. Spezialarbeiten mit Reflexionsapparaten wurden insbesondere in der Ostmark ausgeführt.

Ein eigener seismischer Meßtrupp der Preuß. Geol. Landesanstalt, ausgerüstet mit der elektrischen Siemens-Apparatur, begann seine Arbeiten im

Juli, zunächst zur Erprobung der Apparatur in der Gegend von Cottbus; später wurde er für Einzeluntersuchungen bei den Salzhorsten von Otter-Totshorn, Bodenteich, Bahnsen und Rosche (Nordhannover) eingesetzt.

3. Einzeluntersuchungen

a) Magnetische Spezialmessungen

wurden zum größten Teil zur Erforschung von Erzlagerstätten eingesetzt. Diesbezügliche Arbeiten wurden durchgeführt bei Winkeldorf und Mittelwalde im Glatzer Bergland (Schlesien). Ferner wurden magnetische Versuchsmessungen auf devonischen Diabassätteln unter dem Zechstein bei Adorf in Waldeck vorgenommen. Die genaue magnetische Untersuchung der Magnetitlagerstätte von Schmiedefeld (Thüringen) wurde fortgesetzt. Eine eingehende Spezialuntersuchung wurde den Kieslagerstätten bei Lam in der bayerischen Grenzmark gewidmet (Niederbayern). In der Oberpfalz wurde das Gebiet von Pfaffenreuth, Wernersreuth und Albenreuth mit einem weitmaschigen Messungsnetz versehen, an das die dort ausgeführten Untersuchungen angeschlossen werden konnten. Diese Spezialuntersuchungen wurden besonders in den Grubenfeldern der Bayerland Bergbau A.-G. fortgesetzt.

Ein weiterer Versuch mit der magnetischen Methode wurde bei den Eisenglimmer-Lagerstätten im Fichtelgebirge bei Fichtelberg (Oberfranken) gemacht.

Schließlich wurde eine Spezialuntersuchung am Salzstock von Rolfsbüttel (Hannover) durchgeführt, die die Erforschung der dort bekannten Basaltvorkommen zum Zweck hatte.

b) Geoelektrische Untersuchungen

Rheinprovinz:

In der Eifel wurden auf den Feldern Glücksthal bei der Grube Klappertshardt Bleizinkerzgänge geoelektrisch untersucht. Auf der linken Rheinseite, bei Werlau, ist eine größere Fläche mit mehreren Blei führenden Erzgängen geoelektrisch untersucht worden. Bei Willwerscheid südöstlich Hasborn i. d. Eifel wurde mit der Untersuchung eines Kupferganges begonnen. Auf einer Terrassenfläche bei Ahrweiler ist auf geoelektrischem Wege die Kiesmächtigkeit bestimmt worden.

Westfalen:

Die Untersuchung auf das Bleierzvorkommen östlich von Nieder-Fischbach wurde abgeschlossen. Die geoelektrischen Untersuchungsarbeiten mehrerer Erzgänge im Feldergebiet der Grube Ramsbeck wurden begonnen. Die auf Grund geologischer Erwägungen vermuteten sulfidischen Erze unterhalb der angefahrenen Spateisensteingänge auf der Hermannszeche bei Allendorf wurden geoelektrisch untersucht. Eine mächtige Kalkbank sowie auch größere Störungen wurden auf geoelektrischem Wege im Gebiete der Bevertalsperre bei Hückeswagen festgestellt.

Hannover-Braunschweig:

Auf dem Westfelde des Lautenthaler Gangzuges wurden geoelektrische Untersuchungen ausgeführt. Im Erdölgebiet bei Eddesse wurden auf geoelektrischem Wege tiefere geologische Strukturen festgelegt. In der Grube Königshall-Hindenburg bei Nörten wurden geoelektrische Messungen zur Bestimmung der Richtungen der Laugenzuflüsse in größerer Teufe durchgeführt. Im Bezirk Bleckenstedt bei Salzgitter sind Mächtigkeitsbestimmungen der wasserführenden Schotter durchgeführt worden.

Land Thüringen:

Geoelektrische Untersuchungen zur Bestimmung des Salzhanges wurden im Kalibezirk Heiligenrode bei Dorndorf durchgeführt.

Brandenburg:

Bei Rüdersdorf sind geoelektrische Tiefenbestimmungen im Muschelkalk durchgeführt worden.

Schlesien:

Im Gebiete der Talsperre Bergen bei Schweidnitz sind Tiefen- und Mächtigkeitsuntersuchungen des Bauuntergrundes auf geoelektrischem Wege ausgeführt worden.

Bayern:

Auf den Kieslagerstätten bei Lam sind auch in diesem Jahre die geoelektrischen Untersuchungen fortgesetzt worden. Im Kiesgebiet von Pfaffenreuth bei Waldsassen wurde mit geoelektrischen Untersuchungen begonnen.

Hessen:

Zwischen Frohnhausen und Nieder-Roßbach nördlich von Dillenburg erfolgte auch in diesem Jahre die Fortsetzung der bereits vor zwei Jahren begonnenen Untersuchungsarbeiten. Bei Ober-Ramstadt i. Odenwald wurden die geoelektrischen Erzuntersuchungen abgeschlossen und einige Tiefenmessungen ausgeführt.

Baden:

Geoelektrische Untersuchungsarbeiten im Gebiete der Blei-Zink-Erzgänge auf dem Schauinsland bei Freiburg i. Br. haben begonnen.

c) Radioaktive Messungen

kombiniert mit elektrischen Spezialuntersuchungen fanden statt im Allgäu zur Aufsuchung der Quellspalten im Jodbad Sulzbrunn und bei der Jodquelle von Seeg, ferner zur Feststellung der Quellspalten von Bad Steben.

Die Auswertung aller dieser Untersuchungen wurde unterstützt durch die Ergebnisse systematischer Gesteinsuntersuchungen im geophysikalischen Laboratorium. Hier wurden ausgeführt Bestimmungen des Elastizitätsmoduls sedimentärer Gesteine, ihrer Porosität, ihrer Raum- und spezifischen Gewichte und der Permeabilität.

E. Institut für Erdölgeologie

Das Institut für Erdölgeologie hat im Berichtsjahr sämtliche im Reichsgebiet niedergebrachten Erdölbohrungen verfolgt. Insgesamt wurden im Jahre 1938 etwa 223 000 m abgebohrt, davon 60 000 m als Reichsbohrungen mit Reichsdarlehen. Der Aufgabenkreis des Instituts hat sich durch die Rückkehr der Ostmark und des Sudetenlandes erheblich vergrößert, da in beiden Gebieten erdölhöffige Flächen vorhanden sind, mit deren Bearbeitung das Institut beauftragt wurde.

Die Zentrale Berlin führte die allgemeine Planung des Bohrprogramms durch und arbeitete aufs engste mit der Kommission zur geophysikalischen Reichsaufnahme zusammen. Durch diese kombinierten geophysikalisch-geologischen Arbeiten wurden zahlreiche neue erdölhöffige Strukturen festgelegt und bohrreif gemacht. So konnten allein in Nordwestdeutschland im Herbst 1938 nicht weniger als 68 Strukturen den Industriefirmen als Konzessionen angeboten werden. Bei den Fragen der Erteilung und Abgrenzung dieser Konzessionen fand eine enge Zusammenarbeit mit der Abteilung Bergbau des Reichswirtschaftsministeriums und den zuständigen Oberbergämtern statt. Es wurden ferner die Ergebnisse der einzelnen Bohrgebiete zusammenfassend bearbeitet.

Durch die Vergrößerung des deutschen Einflusses im Südosten mußten ferner erdölgeologische Untersuchungen in Mähren, in der Slowakei, in Ungarn, in Jugoslawien und in Rumänien angestellt werden.

Bei diesen Arbeiten in der Zentrale Berlin waren beteiligt die Herren Bentz, Haack, Kühne, Gerhard Richter, Mayer-Gürr, Jessen, Wolfgang Richter.

Für die Untersuchungsstelle für Mikropaläontologie hat sich der Aufgabenkreis ebenfalls regional und sachlich wesentlich erweitert. Es ist eine Aufteilung in folgende drei Referate vorgenommen worden:

1. Paläozoikum und Mesozoikum: Wicher,
2. Tertiär Süddeutschlands und der Ostmark: Staesche,
3. Tertiär Norddeutschlands: Hiltermann.

Sachlich erweiterte sich der Tätigkeitsbereich dadurch, daß die Mikrostelle auch zu der Bearbeitung von zahlreichen Erzbohrungen und in steigendem Maße zur Klärung von stratigraphischen Fragen bei der Kartierung, bei Baugrundbohrungen, Wasserbohrungen und anderen Schurfbohrungen herangezogen wurde. Um eine enge Zusammenarbeit mit den Mikrolaboratorien der Bohrfirmen zu sichern, wurden regelmäßig monatlich mikropaläontologische Austauschsitzungen abgehalten, die sich großer Beachtung erfreuten.

Die Zweigstelle Hannover hatte wie bisher die Kontrolle der Erdölbohrungen in ganz Nordwestdeutschland durchzuführen. Insbesondere stellte sie von allen Bohrungen Schichtenverzeichnisse und Profile auf und verfaßte über nicht im Austausch stehende Erdölbohrungen Sonderberichte. Die Zusammenarbeit mit den zahlreichen Industriegeologen wird durch die monatlich in Hannover stattfindenden Austauschsitzungen aufrecht erhalten. Für diese Austauschsitzungen verfaßt die Zweigstelle Hannover monatlich zusammenfassende Bohrberichte, die über den neuesten Stand und die Ergebnisse der Bohrungen unterrichten.

Die Zweigstelle Hannover verfolgte ferner die in enger räumlicher Beziehung zu Erdölbohrungen stehenden Eisenerzbohrungen in Südhannover und Schürfbohrungen des Büros Keppler in der Gegend von Öbisfelde. An der Zweigstelle Hannover waren im Berichtsjahr folgende Herren tätig: Haack, Kühne, Riedel, Schott, Veit, Wager, Genieser.

Die Zweigstelle Wien des Instituts für Erdölgeologie mußte sofort nach Rückkehr der Ostmark bei der Dringlichkeit der dortigen Aufgaben gegründet werden. Sie sammelte das bisher sehr zerstreute Material über alte Erdölbohrungen und führte die nach Ausdehnung des Lagerstättengesetzes auf Österreich notwendige Kontrolle aller maschinell angetriebenen Bohrungen in der Ostmark durch. Insbesondere hat sie nunmehr auch die in der Ostmark im Gang befindlichen Reichsbohrungen sorgfältig zu überwachen und über die Ergebnisse laufend zu berichten. An der Zweigstelle Wien arbeiteten die Herren Vetters und Veit.

Die Erdölbohrungen im Rheintal (Baden, Bayerische Pfalz und Hessen) wurden, wie bisher, von den Herren Hasemann und Brill von der Badischen Geologischen Landesanstalt verfolgt. Insbesondere steigerte sich hier die private Bohrtätigkeit in den neuen Erdölfeldern Forst-Weiher und Weingarten.

In Bayern wurde die Bearbeitung der privaten und Reichsbohrungen im Auftrag des Instituts durch die Herren Knauer und Nathan durchgeführt.

F. Angewandte Geologie

1. Untersuchung von Lagerstätten

a) Eisenerze

Entsprechend der großen Bedeutung, welche der Versorgung der deutschen Eisen- und Stahlindustrie mit heimischen Rohstoffen zukommt, nahm die Untersuchung von Eisenerz-Lagerstätten erheblichen Umfang an. Zahlreiche Gruben wurden befahren und laufend beraten. Im Einvernehmen mit der Reichsstelle für Bodenforschung wurden viele Bohrungen untersucht und ausgewertet.

Das in der Nordeifel aufgeschlossene Kall-Golbacher Vorkommen erwies sich als ein ausgedehntes manganhaltiges Eisenerzlager.

In der Sötenicher Mulde wurde das Roteisensteinlager an der Grenze von Unter- und Mitteldevon erneut untersucht und als zur Zeit nicht bauwürdig befunden.

Im Siegerland sind neue Gänge auf den Gruben Rasselskaute bei Wissen, Georg 2 bei Niederhövels, Ameise-Matthias bei Siegen und Bautenberg bei Wildau untersucht worden. Auf der Grube Viktor Emanuel bei Herdorf hatten wir Anteil an der Auffindung neuer Gangmittel.

Im Lahn-Dillgebiet wurde die systematische Untersuchung der einzelnen Lagerzüge durch Bohrungen fortgeführt. Daneben wurden die bergbaulichen Aufschlüsse fortlaufend untersucht. Die Ergebnisse bestätigten die Erfolge der letzten Jahre. Im Scheldegebiet (Dillmulde) sind die Erfolge so aussichtsreich, daß die Errichtung einer neuen Schachtanlage gesichert ist. In der Lahnmulde heben sich die Untersuchungsgebiete bei Werdorf und in der südlichen Lahnmulde bei Münster besonders heraus. In verschiedenen

Fällen dagegen mußten die Arbeiten wegen Aussichtslosigkeit eingestellt werden.

Im Kellerwald wurden Versuchsarbeiten auf devonischen Eisenstein überwacht.

Die neuen Aufschlüsse der Brauneisensteingruben im Pliozän des Unterwesterwaldes wurden weiter verfolgt.

Die Lagerungsverhältnisse in den Basalteisensteingruben des Vogelsberges wurden untersucht und die Ergebnisse für den Betrieb ausgewertet.

In Waldeck wurden die Untersuchungsarbeiten auf Roteisenstein in der Umgebung von Adorf laufend beraten. Von den im letzten Jahre niedergebrachten Bohrungen war annähernd die Hälfte fündig. Durch die Untersuchungen der Eisensteingrube David bei Warstein wurde die Zukunft des Betriebes für eine längere Zeit sichergestellt.

Die tertiären Eisenerzfelder von Immenhausen und Hohenkirchen bei Kassel wurden untersucht. Die Frage der Bauwürdigkeit muß allerdings noch geklärt werden.

Im Mittelharzer Eisenerzbezirk (Elbingerode usw.) wurden die bergbaulichen Aufschlüsse laufend untersucht und die Ergebnisse für neue Aufschlußarbeiten verwertet. Im Zusammenhang damit angesetzte Bohrungen brachten günstige Ergebnisse. Das gleiche gilt für die Untersuchungen auf der Grube Pfaffenberg bei Neudorf, wo guter Spateisenstein mehrfach erbohrt wurde. Im übrigen wurden die Ergebnisse vereinzelter Bohrungen auf Eisen und andere Erze für unsere Archive sichergestellt.

Wie im Vorjahre wurden in Süd-Oldenburg in der Gegend von Damme und im Raume Stederdorf — Peine — Ilsede die Bohrungen auf Eisenerze in der Oberen Kreide weiterverfolgt.

Zahlreiche im norddeutschen Flachland gestoßene Erdölbohrungen, die eisenerzfündig sind, wurden ausgewertet.

Am Weser- und Wiehengebirge wurden die Eisenerzbohrungen und bergbaulichen Aufschlüsse laufend untersucht und begutachtet. Im Wesergebirge handelt es sich um die oolithischen Roteisensteine im Korallenoolith des Weißen Jura, das sogenannte Wohlverwahrtflöz und Klippenflöz. Im Wiehengebirge ist das Wittekindflöz des Braunen Jura von der Porta bis Oberlübbe durch weitere Bohrungen erschlossen und bergbaulich in Angriff genommen worden.

Im letzten Jahresbericht wurden bereits die Vorarbeiten zur Untersuchung des Eisenerzes im Korallenoolith der „Braunschweiger Bucht“ erwähnt. Die daraufhin angesetzten Bohrungen hatten in bezug auf Mächtigkeit und Eisengehalt ein sehr gutes Ergebnis; es besteht begründete Aussicht, daß die Lager durch weitere Bohrungen in flacherer Teufe gefunden werden.

Im südlichen Teil des Salzgitterer Erzvorkommens und besonders bei Hornburg wurden die Profile zahlreicher Bohrungen untersucht und ausgewertet.

Am Harzrand bei Harzburg und im Nordwesten des Gebirges am Kahleberg bei Echte, im Leinetal, sowie im Raume der Gronauer und der Hilsmulde wurden die Bohrungen und Schachtaufschlüsse auf Jura- und Kreide-Erze laufend verfolgt.

Auch in Pommern wurde die Untersuchung des Juras durch Bohrungen fortgesetzt.

Außerdem wurde in Ostpreußen eine Tiefbohrung bearbeitet.

In der Grafschaft Glatz wurden die angeblichen Magneteisenvorkommen bei Winkeldorf und am Appenbusch bei Mittelwalde untersucht. Das Ergebnis war negativ.

In Oberschlesien wurde die Untersuchung der Toneisenstein- und Eisensandsteinvorkommen des Oberen Keupers und Mittleren Juras in den Kreisen Kreuzburg, Rosenberg und Guttentag zu Ende geführt. Weitere Untersuchungen wurden bei Beuthen vorgenommen, wo zwei Vorkommen von Brauneisenerz neu erschlossen wurden.

Im Rahmen der Gemeinschaftsarbeit „Bayerischer Wald" wurden verschiedene Eisenerzvorkommen untersucht.

Im Passauer Wald wurde in Verbindung mit der magnetischen Untersuchung die Eisenerzlagerstätte von Kellberg bearbeitet. Untersucht wurden ferner die Brauneisenerze im Kaitersbachtal (Bl. Kötzting) und die Magnetkieslagerstätten von Unterried und Bodenmais.

Die Neuaufschlüsse im Spateisenstein des Arzberger Revieres und des Eisenglimmerbergbaus bei Fichtelberg wurden verfolgt.

In der Oberpfalz wurde die Verbreitung der Basalteisensteine festgestellt, ferner wurden Eisen- und Mangansandsteine untersucht.

Über die Dogger-Eisenerze der Fränkischen Alb wurden paläogeographische Untersuchungen angestellt.

Bei Rittsteig wurden Eisen-Manganerze vom Hunsrücktypus untersucht.

b) Kupfererze

Die flözförmigen Kupfererzlagerstätten (Kupferschiefer und Kupferletten des Zechsteins usw.) enthalten, soweit sie bauwürdig vorkommen, gewöhnlich wesentlich größere Metallmengen als Kupfererzgänge. Im Rahmen des Vierjahresplanes ist daher die Untersuchung dieser Lagerstätten besonders wichtig. Dabei soll die Ausdehnung bekannter bauwürdiger Flözflächen durch planmäßiges Abbohren ermittelt werden. Außerdem war festzustellen, ob aus alter Zeit bekannte Bergbaugebiete in Tiefen, die früher vom Bergbau noch nicht erreicht wurden, nach heutigen Begriffen bauwürdige Fortsetzungen zeigen. Diesen Zwecken dienten die Bohrungen der Studiengesellschaft Deutscher Kupferbergbau, der wir beratend und auswertend zur Seite gestanden haben.

Im einzelnen wurde folgendes festgestellt: Bohrungen bei Wiederstedt haben gezeigt, daß die Mansfelder Lagerstätte im Norden jenseits der Hettstedter Gebirgsbrücke keine bauwürdige Fortsetzung hat. Die Untersuchung des Kupferschiefers am Südrande des Harzes wurde zum Abschluß gebracht. Nördlich von Sangerhausen wurde eine bauwürdige Lagerstätte von einigen Quadratkilometern Ausdehnung festgestellt. Südlich von Sangerhausen und bei Walkenried war der Erzgehalt des Kupferschiefers unbefriedigend, ebenso südlich des Thüringer Waldes bei Schweina. Im Richelsdorfer Gebirge wurde das bauwürdige Feld von Weißenhasel im Osten durch neue Bohrungen mit geringem Erzgehalt begrenzt. Beim Richelsdorfer Südfeld wurden in Richtung auf den Seulingswald hervorragende Aufschlüsse erzielt, die im Jahre 1939 weiter verfolgt werden sollen. Einige Bohrungen bei Eschwege, Frankenberg i. Hessen und Gelnhausen in der Wetterau brachten

den Beweis, daß in diesen Gebieten keine bauwürdige Lagerstätte vorhanden ist.

Gegen Ende des Jahres 1938, nach der Eingliederung des Sudetengaues in das Reich, wurden Bohrungen zur Untersuchung der kupfererzhaltigen Brandschiefer im südlichen Vorlande des Riesengebirges angesetzt.

In Schlesien wurden die vielversprechenden Bohrergebnisse der Buhag in der Großhartmannsdorfer Mulde verfolgt.

Im Bayerischen Walde wurden die Neuaufschlüsse bei Kupferberg untersucht.

c) Sonstige Erze

Im Siegerlande wurde eine Neuuntersuchung der Blei-Zinkerze eingeleitet. Versuchsarbeiten auf Kobalterz auf der Grube Philippshoffnung sind an der mangelhaften Erzkenntnis der Steiger und Bergleute gescheitert. Die vor einem Jahrhundert im Siegerlande vorhandene Fähigkeit der Bergleute, das unscheinbare graue Kobalterz zu erkennen und schon in der Grube vom tauben Gestein zu trennen, ist verlorengegangen. Gelingt es, geschulte Kobalterz-Bergleute aus dem Erzgebirge ins Siegerland zu ziehen, so wird der Kobalterzbau, insbesondere auf den Gruben Philippshoffnung, Alte Buntekuh und Junkernburg wieder zu beleben sein.

Im Sauerlande wurden die neuen Tiefbauaufschlüsse des Ramsbecker Blei-Zink-Erz-Bezirkes geologisch und lagerstättenkundlich untersucht, insbesondere der Pluto-Gang.

Im Harz wurden die Untersuchungsarbeiten auf den Blei-Zinkerzgängen von Lautenthal weiter verfolgt.

Im Bayerischen Wald wurde die Schwefelkieslagerstätte von Pfaffenreuth in Verbindung mit magnetischen Untersuchungen geologisch bearbeitet. Die Arsenkies- und Bleiglanz-Zinkblende-Gänge im Lallinger Winkel wurden begutachtet, ebenso ein angebliches Quecksilber-Vorkommen bei Saulburg.

Die Gold- und Schwermineralführung der Bäche im Flußgebiet des Regens wurde eingehend untersucht.

d) Kohlenlagerstätten

Die Arbeiten in den Steinkohlenrevieren der Saar, von Aachen-Erkelenz, der Ruhr und von Oberschlesien wurden planmäßig fortgesetzt. Für Oberschlesien wurden in Verbindung mit den dortigen Markscheidereien die Vorarbeiten zu einer neuen Flözkarte in Angriff genommen.

Begutachtet wurden die Steinkohlenvorkommen von Erbendorf und Stockheim in der Oberpfalz.

Verfolgt wurden die Braunkohlenaufschlüsse des Kölner Bezirkes und der Niederlausitz.

e) Salzlagerstätten

In Hannover, Braunschweig und Thüringen wurden zahlreiche Kalibergwerke untersucht.

f) Sonstige Minerallagerstätten

Wir wirkten bei der Erschließung der westfälischen Strontianitgänge mit.

In Hannover wurde die Kieselgur-Lagerstätte am Dümmer untersucht.

Im Harz und im Bayerischen Walde wurden mehrere Flußspat-Vorkommen bearbeitet, im Bayerischen Walde ferner eine Reihe von Feldspat-, Speckstein-, Serpentin-, Asbest- und Beryll-Vorkommen.

g) Steine und Erden

Am Mittelrhein wurden zwei Dachschiefervorkommen begutachtet.

Eine zusammenfassende Bearbeitung erfuhren die nutzbaren Gesteine des Saarlandes. Begutachtet wurden ferner eine Reihe von Steinbrüchen im Harz, im Glatzer Gebirge und im Bayerischen Wald. Auch wirkten wir bei den Arbeiten der Deutschen Steinbruchskartei an leitender Stelle mit.

Im Westerwald, bei Berlin, in Schlesien, Ostpreußen und in der Oberpfalz wurden zahlreiche Tonvorkommen untersucht, in Hannover, Braunschweig und Pommern mehrere Kieslager.

2. Geologisch-technische Beratungen

a) Rutschungen

Im Mosel-, Rhein- und Saargebiet wurden insgesamt 12 Rutschungen, zumeist Bergrutsche, begutachtet. Weitere Rutschungen wurden bearbeitet bei Merseburg, an der Reichsautobahn am Berliner Ring, am Boberkraftwerk und in größerer Zahl in Schlesien.

b) Bergschäden

wurden im Saargebiet, in Westfalen, am Deister, in der Provinz Sachsen und in Thüringen in sieben Fällen begutachtet.

c) Baugrundfragen

beschäftigten uns im steigenden Umfang, namentlich beim Bau großer Wasserwerke, Schiffshebewerke, Brücken, Kanäle und der Reichsautobahnen. Insgesamt wurden 43 diesbezügliche Gutachten in allen Teilen des Landes erstattet. Auch wirkten wir bei der Untersuchung der Aufschlüsse bei den großen Bauvorhaben der Reichshauptstadt mit. Den für den Küstenschutz wichtigen Fragen der Ostsee-Strandverschiebungen widmeten wir unsere besondere Aufmerksamkeit.

d) Wehrgeologische Beratungen

Für die Wehrmacht wurden zahlreiche Gutachten über Baugrundfragen, Wasserversorgungen, Wasserentziehungen, Bohrungen und Materialbeschaffung erstattet.

3. Wasserwirtschaft

Unsere Tätigkeit auf wasserwirtschaftlichem Gebiet war sehr umfangreich. Bei 162 Gemeinden, Werksanlagen und Ämtern begutachteten wir die Wasserversorgungsmöglichkeiten.

In zehn Fällen wurden Wasserentziehungen, in zwei Fällen Abwässerbeseitigungen bearbeitet.

Beratend wirkten wir mit bei 40 Talsperren und Staubeckenprojekten in der Eifel, im Bayerischen Land, im Sauerland, im Harz, in Schlesien und in Ostpreußen, ferner bei der Fernwasserleitung von der Eckertalsperre im Harz nach Fallersleben.

Umfangreiche Grundwasseruntersuchungen wurden für die Rheinisch-Westfälische Wasserwerksgesellschaft angestellt.

Zehn Heilquellen wurden untersucht und begutachtet.

4. Verfolgung von Bohraufschlüssen

Die Bearbeitung aller erreichbaren Tiefbohrungen wurde fortgesetzt. Außer den Bohrungen auf Lagerstätten wurden über 200 Tiefbohrungen ausgewertet und in noch viel größerer Zahl Flachbohrungen, meist für Grundwasseruntersuchungen.

G. Chemische Laboratorien

Die Tätigkeit der Abteilung erstreckte sich wie bisher auf die chemische, physikalisch-chemische und chemisch-technologische Untersuchung der verschiedensten mineralogischen Rohstoffe. Bei den einzelnen Gebieten wurden folgende Arbeiten durchgeführt:

1. Mineralanalyse und chemische Petrographie der Gesteine

Neben den laufenden Mineral- und Gesteinsanalysen wurden einzelne mineralogische Probleme wissenschaftlich verfolgt. So wurden die Basalte Niederhessens zur Klarstellung ihrer Altersstellung und ihrer Beziehungen zu Basalten der Rhön chemisch-petrographisch bearbeitet. Über Beobachtungen an einem Flußspatgang des nördlichen Schwarzwaldes wurde berichtet (Zentralblatt für Mineralogie, 1938, A, S. 183—189). Die Gesteinsstaubuntersuchungen im Rahmen der vom Reichswirtschaftsministerium ins Leben gerufenen Arbeitsgemeinschaft zur Bekämpfung der Staublungenkrankheit im Bergbau wurden fortgesetzt und über diese Arbeiten berichtet (Fortschritte der Mineralogie, 23, S. CXXVIII—CXXIX. 1939).

2. Erzanalyse

Im Berichtsjahr kam wieder eine große Zahl von Erzanalysen zur Ausführung. Bei der Untersuchung, vor allem bei der Fahndung nach seltenen Elementen, wurden die spektrographischen Methoden ausgiebig verwandt. Genetische Fragen und die systematische Durchmusterung der deutschen Erzlagerstätten auf nutzbare Stoffe mußten wegen der vordringlichen analytischen Arbeiten zurückgestellt werden.

3. Bodenchemie

Die Untersuchung und landwirtschaftliche Begutachtung von Böden erstreckte sich u. a. auf zahlreiche Bodenprofile Kameruner Ursprungs, deren Genesis auch chemisch-petrographisch bearbeitet wurde. Zur Klärung der Verwitterungserscheinungen und ihrer Beziehungen zur Diluvialgeologie wurden Flug- und Staubsandbildungen Islands untersucht. Andere Verwitterungsfragen betrafen die Entstehung von Höhlenlehmen. Hierüber wie über bodenphysika-

lische und mineralogische Studien eines afghanischen Lößvorkommens wurde berichtet (Die Altsteinzeit in Niederschlesien, S. 122—142. Leipzig 1939 und Zeitschrift für praktische Geologie, 46, S. 207—211. 1938).

Chemisch-technische Untersuchungen galten der Bewertung von Erden für industrielle Zwecke. Daneben wurden bodenphysikalische und chemische Untersuchungen von Böden im Interesse behördlicher Bauvorhaben (Hochbau, Damm- und Talsperrenbau, Straßenbau, Eisenbahnbauten usw.) auf ihre Eignung als Baugrund wie auf ihre Angriffsfähigkeit gegen Beton und Metall untersucht und begutachtet. Weiter wurde im Berichtsjahr die im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft mit der Reichsanstalt für das Deutsche Bäderwesen und dem Reichsfremdenverkehrsverband in Angriff genommene systematische Durchforschung der deutschen Heilquellen praktisch eingeleitet; einige größere Heilquellenanalysen wurden bereits ausgeführt.

4. Moor- und Schlammforschungen

Es wurden weitere 15 ausführliche Untersuchungen und Begutachtungen für deutsche Bäderverwaltungen fertiggestellt.

5. Untersuchung von brennbaren Gesteinen, Erdöl und Erdgas

Im Interesse der Erschließung deutscher Erdölvorkommen war die Abteilung im Berichtsjahr weiter durch Untersuchung von Rohöl und rohölverdächtigen Wässern, sowie von bituminösen Gesteinen und Erdgasen tätig.

Die aufgeführten Arbeiten sind teils für den inneren Dienst, teils auf Antrag von Reichs-, Staats- und Gemeindebehörden (Reichswirtschaftsministerium, Büro Keppler, Reichsamt für wirtschaftliche Planung, Bauleitung der Luftwaffe, Gewerbeaufsichtsamt, Oberbergämter, Landesamt für Vorgeschichte der Provinz Brandenburg), Interessengemeinschaften (Berufsgenossenschaften, industrielle Gruppen, Deutsch-Ostafrikanische Gesellschaft, Gruppe kolonialwirtschaftlicher Unternehmungen), sowie verschiedener industrieller Unternehmungen durchgeführt worden.

Neben der angeführten Tätigkeit hat sich die Abteilung in herkömmlicher Weise in Zusammenarbeit mit den Geologen der Landesanstalt durch Beratung und Mitwirkung an der Erledigung praktisch-geologischer Aufgaben weitgehend beteiligt.

H. Veröffentlichungen

1. Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000

a) Im Berichtsjahre sind erschienen bzw. ausgedruckt:

Lieferung	325	Blatt	Bischofstal, Gr. Rauden - Golleow, Jakobswalde, Kieferstädtel, Peiskretscham	5 Blätter
„	332	„	Ahrweiler, Altenahr, Linz	3 „
„	346	„	Königswinter, Siegburg, Wahlscheid	3 „
				11 Blätter

			Übertrag:	11 Blätter
Lieferung	347	Blatt	Melle, Bad Oeynhausen, Quernheim	3 „
„	349	„	Arnsberg-N, Arnsberg-S, Balve, Neheim	4 „
„	350	„	Hamm, Lünen, Waltrop	3 „
			Neuauflagen:	
„	200	„	Hamberge, Kurau, Lübeck, Schwartau, Travemünde	5 „
				26 Blätter

b) Im Grenz- bzw. Farbenandruck liegen vor:

Lieferung	309	Blatt	Dorsten, Marl, Recklinghausen (Flözkarten)	3 Blätter
„	321	„	Liebenwerda, Mühlberg, Uebigau	3 „
„	343	„	Glatz, Königshain, Landeck, Reichenstein	4 „
„	344	„	Bentheim, Gronau, Ochtrup, Schüttdorf	4 „
„	348	„	Altenkirchen, Asbach, Waldbreitbach	3 „
„	350	„	Hamm, Lünen, Waltrop (Flözkarten)	3 „
„	351	„	Belgard, Kerstin, Standemin	3 „
„	352	„	Hattstedt, Jübek, Viöl, Wobbenbüll	4 „
„	354	„	Brodersby, Schleswig, Sieseby-Dorotheental	3 „
			Neuauflagen:	
„	193	„	Kupferberg, Landeshut, Schmiedeberg mit Tschöpsdorf	3 „
„	241	„	Krummhübel, Schreiberhau und Schneegruben-Baude, Warmbrunn	3 „
„	284	„	Aachen, Eschweiler, Herzogenrath	3 „
„	340	„	Lauterberg, Riefensbeek	2 „
				41 Blätter

c) In Druckvorbereitung:

Lieferung	284	Blatt	Stolberg	1 Blatt
„	284	„	Eschweiler, Herzogenrath (Flözkarten)	2 Blätter
„	303	„	Arnsdorf, Bechau, Lindenau, Münsterberg	4 „
„	319	„	Bederkesa, Bremervörde, Ebersdorf, Köhlen	4 „
„	326	„	Lohsa, Weiß-Kolm	2 „
„	342	„	Liebental, Löwenberg, Naumburg a. Queis	3 „
„	353	„	Frankenberg, Wetter (Hess.-Nassau)	2 „
„	355	„	Elmenhorst, Samtens, Stahlbrode, Stralsund	4 „
„	356	„	Lassan, Usedom	2 „
„	357	„	Ehra, Oebisfelde, Steimke	3 „
„	358	„	Buchhain, Finsterwalde, Kirchhain	3 „
„	359	„	Gr. Strehlitz, Himmelwitz	2 „
„	360	„	Kestert, Kisselbach	2 „
				34 Blätter

			Übertrag:	34 Blätter
Lieferung	361	Blatt	Boppard, Münstermaifeld	2 „
„	362	„	Engelskirchen, Overath	2 „
„	363	„	Lewin, Bad Reinerz	2 „
			Neuauflagen:	
„	31	„	Idstein, Kettenbach	2 „
„	55	„	Gr. Breitenbach, Königsee	2 „
„	64	„	Ilmenau, Unterneubrunn	2 „
„	100	„	Osterode, Seesen, Zellerfeld (Clausthal)	3 „
„	174	„	Lutter a. Bge.	1 Blatt
				50 Blätter

2. Erläuterungen

a) Erschienen:

Lieferung	318	Blatt	Zülpich	1 Heft
„	325	„	Bischofstal, Gr. Rauden-Golleow, Jakobswalde, Kieferstädtel, Peiskretscham (gemeinsch.)	5 Hefte
„	347	„	Melle, Bad Oeynhausen, Quernheim	3 „
„	349	„	Arnsberg-N, Arnsberg-S, Balve, Neheim	4 „
			Neuauflagen:	
„	11	„	Kremmen, Marwitz, Nauen } gemeinsch.	3 „
„	14	„	Oranienburg } gemeinsch.	1 Heft
„	200	„	Hamberge und Lübeck (gemeinsch.), Kurau, Schwartau, Travemünde	4 Hefte
				21 Hefte

b) Im Druck:

Lieferung	246	Blatt	Ruhbank	1 Heft
„	309	„	Dorsten, Marl, Recklinghausen	3 Hefte
„	332	„	Ahrweiler, Altenahr, Linz	3 „
„	337	„	Ringelheim, Salzgitter	2 „
„	340	„	Lauterberg, Riefensbeek	2 „
„	346	„	Königswinter, Siegburg, Wahlscheid	3 „
„	350	„	Hamm, Lünen, Waltrop	3 „
„	351	„	Belgard, Kerstin, Standemin	3 „
			Neuauflagen:	
„	193	„	Kupferberg, Landeshut	2 „
„	241	„	Krummhübel, Schreiberhau und Schneegruben-Baude, Warmbrunn	3 „
				25 Hefte

3. Geologische Übersichtskarte von Preußen und benachbarten Ländern 1:200 000

a) Im Grenz- bzw. Farbenandruck liegen vor:

Blatt Düsseldorf-Erkelenz
„ Köln-Aachen
„ Wesel-Cleve

b) In Druckvorbereitung:

Blatt Cochem - Malmedy
„ Detmold
„ Gotha
„ Küstrin
„ Liegnitz
„ Minden
„ Salzwedel
„ Stendal

4. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1:200 000

In Druckvorbereitung:

Blatt Aachen, Darmstadt, Erkelenz

5. Sonstige Karten

a) Im Berichtsjahr ist erschienen:

Geologische Karte von Ostfriesland	1:100 000

b) In Druckvorbereitung

Geologische Karte der Umgebung von Aachen	1: 50 000
Geologische Karte des Kellerwaldes	1: 50 000
Geologische Karte des Westerwaldes	1: 50 000
Strukturkarte der Thüringer Mulde	1:100 000
Geologische Karte von Ostpreußen	1:300 000

6. Internationale Karten

a) Carte Géologique Internationale de l'Europe 1:1 500 000

In Druckvorbereitung:

Blatt	A VI	Sevilla	Blatt	A III	Atlantik
„	B VI	Madrid	„	B III	Schottland
„	C VI	Italien	„	C III	Süd-Norwegen
„	D VI	Balkan	„	D III	Estland

b) Carte Géologique Internationale de la Terre 1:5 000 000

Im Andruck liegt vor:

Die topographische Grundlage des Blattes 56 (Kamerun)

In Druckvorbereitung:

Blatt 11 (San Franzisko)
„ 12 (New York)
„ 13 (Cap Breton)

7. Andere Veröffentlichungen

Es sind erschienen:

Jahrbuch d. preuß. geol. Landesanstalt f. 1937, 58. — 927 Seiten, 63 Tafeln.
Abhandlungen Heft 180, 181, 186—190, 192, 193. — 1109 Seiten, 97 Tafeln.
Archiv für Lagerstättenforschung Heft 66. — 175 Seiten, 33 Tafeln.
Geologische Literatur Deutschlands für 1936. — 274 Seiten.
Im Verlag von W. Knapp, Halle a. S.: Lagerstättenchronik. — 234 Seiten.

Der Gesamtumfang der Veröffentlichungen beträgt 170 Bogen und 193 Tafeln; davon sind 155 Bogen bei uns verlegt.

8. Hausdruckerei

a) Steindruck

1. Vordrucke, Formulare usw.	54	Aufträge	mit	114	Platten
2. Karten, Tafeln usw.					
a) Schwarzdruck	14	„	„	16	„
b) Farbendruck	7	„	„	78	„
3. Sonstige Arbeiten	5	„	„	23	„
	80	Aufträge	mit	231	Platten

b) Buchdruck

1. Vordrucke, Formulare usw.	63	Aufträge
2. Etiketten für die Sammlung (21 675 Stück)	21	„
3. Einzelne Schilder	22	„
4. Ränder für die Meßtischblätter usw.	4	„
5. Titel, Ränder für Karten usw.	24	„
6. Propaganda (24 Seiten)	5	„
7. Werke usw., Erläuterungen, Umschläge dazu (214 Seiten)	21	„
8. Verschiedenes (42 Seiten)	11	„
	171	Aufträge

I. Sammlungen und wissenschaftliche Sonderaufgaben

1. Geologisches Landesmuseum

Die Sammlung erfuhr reichen und wertvollen Zuwachs durch die Aufsammlungen der kartierenden Geologen und Sammlungsbeamten, durch verschiedene dankenswerte Schenkungen sowie durch Ankauf mehrerer kleiner Sammlungen und Einzelstücke, die für die Aufgaben der Landesanstalt benötigt werden. Durch eine Sichtung der älteren Sammlungsbestände und Ausscheidung entbehrlicher Stücke, an der sich mehrere Assistenten beteiligten, konnte der erforderliche Raum für die Eindordnung der Zugänge geschaffen werden.

Von den Geologen des Hauses wurde die Sammlung laufend zu Vergleichszwecken und Bearbeitungen benutzt, ebenso wurde sie von zahlreichen Geologen und Paläontologen des In- und Auslandes lebhaft in Anspruch genommen. Der Ausleihverkehr mit Fossilien, Handstücken, Dünnschliffen usw. erreichte infolgedessen einen erheblichen Umfang. Entsprechend groß ist die Zahl der im Berichtsjahre erschienenen Abhandlungen, die sich ganz oder teilweise auf Material der Sammlung stützen. Die in diesen Veröffentlichungen beschriebenen und abgebildeten Originale wurden in den Originalkatalog aufgenommen.

Die Schausammlung hatte einen regen Besuch durch Schulen, Militär, Arbeitsdienst und Einzelpersonen zu verzeichnen; die Sammlungsbeamten veranstalteten eine Reihe von Führungen durch die Schausammlung. Für verschiedene Schulen und Museen wurden mehr oder weniger umfangreiche Sammlungen aus Doppelbeständen zusammengestellt.

2. Museum für angewandte Geologie

Die Arbeiten beschränkten sich im wesentlichen auf die Instandhaltung der vorhandenen Ausstellungsgegenstände.

3. Lagerstättensammlung und Kolonialsammlung

Die Lagerstättensammlung hat ihre Bestände für Studienzwecke durch Proben der nutzbaren Lagerstätten Großdeutschlands vervollständigt.

In der Kolonialsammlung wurde besonderer Wert darauf gelegt, Erzmuster von Lagerstätten zu beschaffen, die in der Sammlung noch nicht vertreten waren, namentlich im Hinblick auf die Kolonialausstellung im Lichthof. Ferner sind durch Geschenke mehrere größere Gesteinssammlungen aus den deutschen Kolonialgebieten erworben worden, die zu einem möglichst vollständigen geologischen Kartenbild von West-Afrika verarbeitet werden sollen.

4. Geologisch-tektonische Gesteinssammlung

Die Sammlung hat durch die Arbeiten der Deutschen Steinbruchskartei zahlreiche schöne Proben wichtiger Bausteine erhalten. Von den Herren Prof. Dr. Kieslinger (Wien) und Prof. Dr. Grengg (Wien) wurden zwei umfangreiche Sammlungen von Proben natürlicher Bausteine und Straßenbaugesteine aus der Ostmark übersandt. Die Geologisch-technische Gesteinssammlung diente wie in früheren Jahren als Grundlage für die Beratung von Behörden, Firmen und Privatleuten.

5. Institut für Petrographie

In der Arbeitsgemeinschaft für Petrographie wurden Gneise und Schiefer des Sudetengebietes untersucht, ferner altpaläozoische Schiefer des Ruhlaer Sattels in Thüringen, permische Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes sowie Granite und Schiefer der Oberlausitz. Umfangreiche Arbeiten galten dem Aufbau einer für Vergleichszwecke leicht zugänglichen Dünnschliffsammlung.

6. Paläobotanische Sammlung (einschl. Kohlengeologie)

Die Sammlung erhielt einige Zugänge durch verschiedene Geologen der Behörde, besonders durch Prof. Gothan, Dr. Hartung und Dr. Bode. Die Neufunde stammten namentlich aus dem Oberdevon des Vogtlandes, dem Keuper Thüringens (sehr schöne Stücke aus einem Reichsautobahnaufschluß), ferner aus dem Waldenburger Karbon, aus dem Rheinischen Tertiär u. a.

Wissenschaftliche Bearbeitung erfuhren Materialien aus dem Oberdevon, dem Karbon von Aachen (Dr. Hartung), dem Ruhrrevier (Dr. Bode) u. a.

Eine Anzahl von Veröffentlichungen gingen aus der Sammlung hervor oder betrafen Stücke aus der Sammlung. Die Bearbeitung wurde z. T. von den Beamten der Geol. L.-A. selbst, z. T. von Auswärtigen vorgenommen. In- und Ausländer benutzten sie zu ihren wissenschaftlichen Arbeiten. Die in den Veröffentlichungen beschriebenen Originale wurden entsprechend bezeichnet und in den Originalkatalog aufgenommen. Ein Nachtrag des gedruckten Originalverzeichnisses ist im Druck, als Fortsetzung der früheren Zusammenstellungen.

Kohlenpetrographische Untersuchungen der Saarkohlen und der Aachener Kohlen wurden vom Bezirksgeologen Stach fortgesetzt. In der Indemulde wurde Flöz Mumm speziell petrographisch analysiert. Das neue Verfahren zur Messung des Inkohlungsgrades durch Reflexion wurde verbessert und der Inkohlungsgrad der Brassert-Flöze damit bestimmt. Von auswärts übersandte Kohlenproben wurden mehrfach petrographisch untersucht. Für den Fachausschuß für Staubtechnik beim V. D. I. wurden eine Reihe von Kohlenstaub-Mikroaufnahmen gemacht. Bezirksgeologe Stach übernahm auch die Sammlung organogener Gesteine.

Pollenanalytische Arbeiten wurden in der Braunkohle fortgesetzt. Als spezieller freiwilliger Mitarbeiter betätigte sich weiter darin Dr. Thiergart, der die Pollenführung verschiedener Braunkohlenreviere verfolgt (Geiseltal, Zeitz-Weißenfels, Niederrhein, Westerwald). Die Arbeiten dienen besonders stratigraphischen Zwecken. Pollenanalysen aus posttertiären Ablagerungen wurden laufend planmäßig von Assistent Rein ausgeführt.

Für Aufgaben des Vierjahresplans gab Abteilungsdirektor Gothan einige gutachtliche Äußerungen über Stein- und Braunkohlenvorkommen.

Im Winter 1938—1939 wurden eine Anzahl volkstümlicher Vorträge und Führungen in den Museen veranstaltet, die sich eines befriedigenden Besuchs erfreuten.

7. Vorgeschichte

Im Berichtsabschnitt wurde wie in den Vorjahren eine Reihe geologischer Begutachtungen von vorgeschichtlichen Fundpunkten, vor allem im südlichen Hannover, vorgenommen. Die geologische Bearbeitung der vorgeschichtlichen

Ausgrabung in Ranis (Thüringen) wurde fortgeführt. Zahlreiche mündliche Auskünfte wurden an vorgeschichtliche Stellen erteilt.

8. Heimatschutz und Ausstellungen

Soweit die im Laufe des Jahres neu geschützten Naturdenkmäler erdgeschichtlicher Natur waren, hat sich die Geologische Landesanstalt über deren geologische Bedeutung geäußert. Besonders wirkte sie mit bei der Auswahl einer Anzahl zu schützender Eifelvulkane.

Fremde Ausstellungen wurden nicht beschickt. Mehrere Antragsteller erhielten aus den Doppelbeständen Mineralien für Unterrichtszwecke.

K. Bibliothek

Die Neueingänge der Bibliothek betrugen im Jahre 1938 rd. 1800 Bände und 500 Karten, so daß der Gesamtbestand auf rd. 127 800 Bände und 26 500 Karten angewachsen ist.

Austausch wird mit über 400 Instituten und Gesellschaften des In- und Auslandes unterhalten. Der Anteil des Austausches an den Neueingängen betrug — einschließlich der Geschenke — 70%.

Im Ausleihverkehr machte sich infolge der Eingliederung Österreichs und Sudetendeutschlands in das Großdeutsche Reich eine lebhafte Nachfrage nach Literatur und Karten über die Geologie und Lagerstätten dieser Gebiete geltend. Die Benutzungsziffern lagen daher etwas höher als im Vorjahr, nämlich:

Entleihungen von Büchern und Karten	rd. 34 000
Entleihungen in den Lesesaal	rd. 10 000
Lesesaalbesucher	rd. 6 500
Bestellungen aus der Staatsbibliothek und anderen deutschen Bibliotheken	rd. 720

L. Montan- und Bohrarchiv

An der umfangreichen praktischen Tätigkeit der Geologischen Landesanstalt war das Archiv wie bisher mit der Bearbeitung von Bohrungen und Sammlung von Bohrergebnissen beteiligt, und es wurde wieder vielfach von Behörden und Privaten zu schriftlichen und mündlichen Auskünften in Anspruch genommen.

Infolge der lebhaften Bohrtätigkeit und der Anwendung des Lagerstättengesetzes hielt der starke Eingang von Bohrergebnissen und Bohrproben an. Sie verteilen sich wie in den letzten Jahren zumeist auf Erdöl- und Erzbohrungen, Wasser- und Baugrundbohrungen. Von den den Hauptteil ausmachenden Wasserbohrungen konnte eine große Anzahl durch das Archiv selbst bearbeitet werden.

Für die Baugrundkarte Groß-Berlins wurde eine Neuordnung aller Berliner Bohrungen durchgeführt. Auf den sehr übersichtlichen Blättern des Stadtplans 1:4000 des Berliner Stadtvermessungsamtes sind weit über 20 000 Bohrungen innerhalb von Groß-Berlin aufgetragen. Infolge der Umgestaltung der Reichshauptstadt hat auch diese Bohrkarte einen umfangreichen

laufenden Zugang neuer Bohrergebnisse. Die Herstellung einer geologischen Baugrundkarte von Groß-Berlin 1:10 000 ist gleichzeitig in Angriff genommen worden. Neun Blätter liegen in der Reinzeichnung fertig vor.

Der Eingang an Gutachten und archivfertigen Schriftstücken betrug über 800. Im Montanarchiv wurde mit einer Neuordnung und -katalogisierung begonnen, die durch den Zuwachs der letzten Jahre sowie durch die Vergrößerung des Reiches notwendig geworden ist.

M. Vertriebsstelle

Es wurden verkauft:

Karten 1:25 000	4452 Stück
Karten 1:200 000	812 Stück
Abhandlungen	851 Stück
Archiv für Lagerstättenforschung	344 Stück
Jahrbücher	84 Stück
Sonderdrucke und sonstige Schriften	3728 Stück

II. Arbeitsplan

für das Jahr 1939

A. Geologische Aufnahmen und Sonderaufgaben in den einzelnen Provinzen

Leiter der Aufnahmen im Gebirgsland: Landesgeologe Kegel.
Leiter der Aufnahmen im Flachland: Landesgeologe Dammer.

1. Rheinprovinz

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Eifel: Landesgeologe Schmidt setzt die Aufnahme von Blatt Aremberg (5506) fort.

Mitarbeiter Wunstorf beginnt die Aufnahme des Blattes Hellenthal (5504).

Bezirksgeologe Ahrens setzt die Bearbeitung der Trias, des Tertiärs und der vulkanischen Bildungen auf den Blättern Gerolstein (5705) und Hillesheim (5706) fort.

Hunsrück: Bezirksgeologe Quiring beendet die Aufnahme des nördlichen Drittels auf Blatt Kastellaun (5910), und Geologe Kutscher setzt die Aufnahme auf dem Südteil dieses Blattes fort.

Im Nahegebiet beendet Bezirksgeologe Behrend die Aufnahme des Blattes Lauterecken (6311).

Bergisches Land: Mitarbeiter Schriel setzt die Aufnahme des Blattes Wiehl (5011) fort.

b) Sonderaufgaben

Bearbeitung des Niederrheinischen und des Aachener Steinkohlengebietes: Abteilungsdirektor Gothan und Geologe Hartung.

Tertiär und Niederrheinisches Braunkohlengebiet: Bezirksgeologe Ahrens.

Karte der Tiefbohrungen des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes und Untergrundskarte des Niederrheingebietes: Geologe Beyenburg und Geologe Hartung.

Eisenerzlagerstätten der Eifelkalkmulden: Landesgeologe Schmidt.

Soonwaldeisenerze der Gegend von Simmern: Geologe Kutscher.

Linksrheinischer Blei-Zinkerzbergbau: Bezirksgeologe Behrend.

Erzlagerstätten des Bergischen Landes: Bezirksgeologe Paeckelmann.

Untersuchung der Reichsautobahnen in der Eifel: Landesgeologe Schmidt und Bezirksgeologe Ahrens. Im Bergischen Land: Bezirksgeologe Paeckelmann.

Talsperrenbauten der nördlichen Eifel: Mitarbeiter Wunstorf, im Bergischen Land: Bezirksgeologe Paeckelmann.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Militärgeologische Arbeiten (Rheinland—Pfalz): Bezirksgeologen Ahrens, Burre und Udluft.

Die bodenkundliche Bearbeitung der Blätter Kestert (5811), Kisselbach (5911), Münstermaifeld (5710), Boppard (5711), Asbach (5310), Altenkirchen (5311), Waldbreitbach (5410) und Dierdorf (5411) führt der Wissenschaftliche Angestellte Müller aus.

Assistent Seifert beendet die bodenkundliche Bearbeitung der Blätter Herzogenrath (5102), Aachen (5202), Eschweiler (5103) und Stolberg (5203).

Mitarbeiter Wunstorf und Bezirksgeologe Schröder führen Spezialuntersuchungen der Mechernicher Erzvorkommen durch.

2. Saarland

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Bezirksgeologe Quiring bearbeitet die Teilblätter St. Avold (6806) und Forbach (6807) und beendet dann die Aufnahme der Blätter Ludweiler und Busendorf (6705 und 6706) und Illingen (6608).

Bezirksgeologe Schröder beendet die Aufnahme der Blätter Ottweiler (6508) und Reimsbach (6506). Er wird die Assistenten Seifert in die geologische Aufnahme auf den Blättern Reimsbach (6506) und Merzig (6505), Haller in die auf den Blättern Saarlautern (6606) und Gr. Hemmersdorf (6605) und Genieser in die auf Blatt Gr. Hemmersdorf (6605) einführen.

b) Sonderaufgaben

Bearbeitung des Steinkohlengebietes: Bezirksgeologe Quiring und Wissenschaftlicher Angestellter Bode.

Bezirksgeologe Quiring verwendet 10 Tage auf tektonische Untersuchungen im nordöstlichen Saarland und Bezirksgeologe Schröder 5 Tage auf Vergleichsbegehungen im Rotliegenden der Pfalz.

Bearbeitung des Saar—Rhein-Kanals: Bezirksgeologe Schröder.

Militärgeologische Arbeiten: Bezirksgeologe Schröder.

Wissenschaftlicher Angestellter Klein setzt die bodenkundliche Aufnahme für die Landesplanung Gau Saarpfalz in der Vorderpfalz fort.

3. Hohenzollern

— — —

4. Provinz Westfalen, Länder Lippe und Schaumburg-Lippe

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Ruhrgebiet: Geologe Mempel schließt die Aufnahme des Blattes Hörde (4511) ab und setzt die auf Blatt Witten (4510) fort.

Wissenschaftlicher Angestellter Bode beendet die Aufnahme des Blattes Kamen (4411).

Sauerland: Bezirksgeologe Paeckelmann beendet die Aufnahme des Blattes Eslohe (4715) und beginnt mit der Aufnahme des Blattes Niedersfeld (4717).

Bezirksgeologe Udluft schließt gemeinsam mit Bezirksgeologen Paeckelmann das Blatt Bödefeld (4716) ab, alsdann beginnt er mit der Aufnahme des Blattes Girkhausen (4816).

Geologe Beyer beendet die Aufnahme des Blattes Schmallenberg (4815) und beginnt dann mit der Bearbeitung des Mitteldevons auf Blatt Meschede (4615).

Geologe Richter beendet das Blatt Hirschberg (4515) und beginnt mit der Bearbeitung des Karbons auf Blatt Meschede (4615).

Die Bearbeitung des Oberdevons auf Blatt Meschede (4615) beginnt Wissenschaftlicher Angestellter Closs.

b) Sonderaufgaben

Bearbeitung des westlichen Ruhrkohlengebietes und der karbonischen Eisenerze: Geologe Mempel, des östlichen Ruhrkohlengebietes: Wissenschaftlicher Angestellter Bode.

Blei-Zinkerze des Ruhrgebietes: Geologe Mempel und Wissenschaftlicher Angestellter Bode.

Erzlagerstätten des Sauerlandes: Bezirksgeologe Paeckelmann und Geologe Richter.

Eisenerze des Wesergebirges: Landesgeologe Grupe.

Eisenerze des Wiehengebirges: Landesgeologe Grupe und Bezirksgeologe Dienemann.

Erzlagerstätten des Siegerlandes: Bezirksgeologe Quiring.

Talsperrenbauten: Bezirksgeologe Paeckelmann.

Dortmund-Ems-Kanal: Geologe Beyenburg und Wissenschaftlicher Angestellter Bode.

Reichsautobahnen: Wissenschaftlicher Angestellter Bode.

Paläobotanische Arbeiten im Ruhrgebiet für Flözvergleichung: Abteilungsdirektor Gothan.

Spezialuntersuchung des Ebbesattels für internationale Gemeinschaftsarbeit: Geologe Beyer.

5. Provinz Hessen-Nassau

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Lahn-Dill-Mulde: Bezirksgeologe Michels schließt Blatt Limburg (5614) ab und setzt die Bearbeitung des Blattes Schaumburg (5613) fort.

Assistent Niedermayer verwendet drei Monate auf die Bearbeitung des Blattes Villmar (5615), und Bergrat Zimmermann setzt die im Vorjahre begonnenen Arbeiten auf dem gleichen Blatte fort.

Kellerwald und Nachbargebiete: Bezirksgeologe Dahlgrün schließt während sechs Wochen die Aufnahme des Blattes Bad Wildungen (4820) ab.

Geologe Hartung beendet die Aufnahme des Blattes Fürstenberg (4819) und des Karbons auf Blatt Korbach (4719) und beginnt dann die Aufnahme des Blattes Medebach (4818).

Landesgeologe Grupe schließt die Aufnahme des Blattes Korbach (4719) ab und führt die Assistenten Dantz und Rein in die Aufnahme des Blattes Naumburg (4721) ein.

Liasgraben von Volkmarsen: Bezirksgeologe Burre setzt die Bearbeitung des Blattes Warburg (4520) fort.

Richelsdorfer Gebiet: Mitarbeiter Schriel schließt die Aufnahme des Zechsteins auf Blatt Sontra (4925) und Blatt Hönebach (5025) ab.

Bezirksgeologe Dienemann beendet die Aufnahme des Buntsandsteins auf Blatt Hönebach (5025).

Geologe Richter beginnt mit der Bearbeitung des Blattes Rotenburg (5024).

Mitarbeiter Naumann setzt die Aufnahme des Blattes Hedemünden (4624) fort.

b) Sonderaufgaben

Eisenerzlagerstätten des Lahn-Dill-Gebietes: Landesgeologe Kegel, Bezirksgeologe Michels und Bergrat Zimmermann.

Eisenerze von Kurhessen: Landesgeologe Grupe.

Kupferschiefergebiet von Richelsdorf: Geologe Richter.

Braunkohlengebiet von Niederhessen: Bezirksgeologe Ahrens.

Reichsautobahnen im Bezirk Wiesbaden: Bezirksgeologen Ahrens und Michels, im Bezirk Kassel: Bezirksgeologe Dienemann.

Terrassenuntersuchungen an der Werre (6 Tage): Bezirksgeologe Dienemann.

Ergänzende Untersuchungen des Sontraer Grabens (8 Tage): Bezirksgeologe Schröder.

Gemeinsame Untersuchungen der Tertiär-Stratigraphie (5 Tage): Mitarbeiter Blanckenhorn, Landesgeologe Grupe, Geologe Graupner und Chemiker Heykes.

6. Provinz Hannover, Länder Braunschweig, Oldenburg und Bremen

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Landesgeologe Grupe setzt im Wesergebiet die Aufnahme des Blattes Karlshafen (4322) fort.

Bezirksgeologe Dienemann führt eine Schlußbegehung auf den Blättern Thören (3324), Otternhagen (3423) und Mellendorf (3424) aus (14 Tage).

Mitarbeiter Wildvang bearbeitet das Blatt Dörpen (3009).

Mitarbeiter Schucht setzt die Aufnahme des Blattes Bergen bei Celle (3125) fort.

Wissenschaftlicher Angestellter von Raupach wird die Blätter Bederkesa (2319), Köhlen (2419), Ebersdorf (2420) und Bremervörde (2520) geologisch abschließen und bodenkundlich bearbeiten.

b) Übersichtsaufnahmen 1 : 200 000

Bezirksgeologe Dienemann schließt die Aufnahme des Blattes Nienburg a. d. Weser 1 : 200 000 (72) mit der Bearbeitung der Blätter Thedinghausen (3020), Verden (3021), Hoya (3120), Dörverden (3121) und Eystrup (3221) ab.

Bezirksgeologe Woldstedt beginnt die Aufnahme des Blattes Harburg 1 : 200 000 (57) mit der Bearbeitung der Blätter Kirchwalsede (2922), Wittdorf (2923), Neuenkirchen (2924), Bispingen (2925) und Brelch (2926) und führt eine Schlußbegehung auf den Blättern Salzwedel (74) und Stendal (75) 1 : 200 000 aus.

c) Sonderaufgaben

Untersuchung der Bergbau- und Bohraufschlüsse im Harz und Harzvorland: Bezirksgeologe Dahlgrün.

Bezirksgeologe Dienemann leitet die Aufnahme für die von der Provinz in Angriff genommene Lagerstättenkarte 1 : 100 000, er wirkt an den prähistorischen Ausgrabungen am Dümmer mit und bearbeitet die Aufschlüsse bei der Kanalisierung der mittleren Weser und beim Bau der Reichsautobahnen; er berät laufend die Regierung Osnabrück bei der Erkundung der Wasserverhältnisse im Ems-Land.

Mitarbeiter Wildvang: Untersuchung der Aufschlüsse bei den Emdener Hafenbauten.

Bezirksgeologe Woldstedt: Stichkanal Braunschweig-Bleckenstedt.

7. Land Thüringen

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Die Mitarbeiter Deubel und Martini setzen die Bearbeitung des Blattes Spechtsbrunn (5533) fort, und Deubel beginnt mit der Aufnahme des Blattes Steinach (5532).

b) Übersichtsaufnahmen 1 : 100 000

Mitarbeiter Naumann bearbeitet das Blatt Nebra (4735) für die Übersichtskarte des Thüringer Beckens.

c) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Hesemann führt eine einheitliche Bearbeitung des Quartärs für die Übersichtskarte des Thüringer Beckens aus.

8. Provinz Sachsen und Land Anhalt

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Bergrat Zöller führt die Aufnahme des Blattes Wald-Drehna (4247) zu Ende.

b) Sonderaufgaben

Talsperrenbauten im Harz: Bezirksgeologe Dahlgrün.
Untersuchung der Reichsautobahnen: Bezirksgeologe Burre.
Braunkohlengebiet: Landesgeologe Picard und Bezirksgeologe Potonié.
Bergbau- und Bohraufschlüsse: Bezirksgeologe Dahlgrün.

9. Provinz Schleswig-Holstein

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Bezirksgeologe Dietz führt die Aufnahme der Insel Sylt auf den Blättern Rantum (1115) und Hörnum (1215) zu Ende.

Mitarbeiter Range setzt die Aufnahme des Blattes Bargteheide (2227) fort.

b) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Dietz und die Geologen Heck und Klingner beginnen gemeinsam mit 2 Hilfsarbeitern gemäß einer mit dem Oberpräsidium (Wasserwirtschaftsstelle) getroffenen Vereinbarung eine Übersichtsaufnahme des westlichen Teils der Provinz i. M. 1 : 100 000 und verfolgen in Verbindung damit die Wasserbohrungen und Brunnenaufschlüsse der Provinz.

10. Provinz Brandenburg und Reichshauptstadt Berlin

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Landesgeologe Dammer schließt die Aufnahme des Blattes Liebenau (3658) ab und beginnt diejenige des Blattes Lagow (3657) .

Landesgeologe Picard nimmt gemeinsam mit Assistent Rein die v. d. Schulenburgschen Forsten auf den Blättern Niewisch (3951), Gr. Muckrow (3952), Lieberose (4051) und Jamlitz (4052) als Grundlage für eine Reichswaldbodenschätzung auf.

Bezirksgeologe Zimmermann beendigt die Aufnahme des Blattes Schönlanke (2964) und beginnt die Bearbeitung der Blätter Flatow (2668), Preußenfeld (2768) und Kujan (2669).

Assistent Genieser stellt die Blätter Blesen (3458) und Gollmütz (3459) fertig.

Assistent Dantz bearbeitet das Blatt Trebschen (3960) unter Anleitung durch Landesgeologen Dammer.

Mitarbeiter Krause schließt die Revision der Blätter Joachimsthal (3048), Gr. Ziethen (3049) und Hohenfinow (3149) ab.

Mitarbeiter Kaunhowen beendigt die Revision des Blattes Spandau-Charlottenburg (3445).

b) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Potonié und Mitarbeiter Schneider verfolgen laufend die Aufschlüsse bei den größeren Bauvorhaben in Berlin und den in der Nähe Berlins gelegenen Teilen der Mark und erteilen die hierbei erforderlichen Beratungen.

Landesgeologe Dammer leitet einen Kursus für Assistenten der Geologischen Landesanstalt.

Wissenschaftlicher Angestellter Ihnen führt die bodenkundliche Bearbeitung der Blätter Fürstl.-Drehna (4248), Buchhain (4346), Kirchhain (4347) und Finsterwalde (4348) durch.

11. Provinz Pommern

a) Aufnahmen 1:25000

Bezirksgeologe Stach setzt die Aufnahme des Blattes Sagard (1447) fort.

Assistent Graupner führt die Revision und die bodenkundliche Aufnahme des Blattes Falkenwalde (2452) zu Ende und beginnt mit der geologischen und bodenkundlichen Aufnahme des Blattes Krugsdorf (2450).

Wissenschaftlicher Angestellter Schönhals nimmt das Blatt Bergen (1546) geologisch und bodenkundlich auf und bearbeitet die Blätter Sagard (1447) und Rappin (1446) bodenkundlich.

Wissenschaftlicher Angestellter Ihnen bearbeitet die Blätter Lassan (2049) und Usedom (2149) bodenkundlich.

Wissenschaftlicher Angestellter Schober schließt die geologische Aufnahme der Blätter Zachan (2757), Ravenstein (2758), Dölitz (2857) und Arnswalde (2858) ab und bearbeitet sie bodenkundlich.

b) Sonderaufgaben

Untersuchung von Braunkohlenbohrungen: Bezirksgeologe Hesemann.

12. Provinz Schlesien

a) Aufnahmen 1:25000

Landesgeologe Cramer beendet die Aufnahme des Blattes Grünberg-Ost (4059).

Wissenschaftlicher Angestellter von Raupach setzt die geologische und bodenkundliche Bearbeitung des Blattes Grünberg-West (4058) fort.

Geologe Quitzow beendet die Aufnahme des Blattes Kolbnitz (4962) und setzt die Aufnahme des Blattes Wüstegiersdorf (5364) fort.

Bezirksgeologe Meister setzt die Aufnahme des Blattes Habelschwerdt (5765) fort.

Bezirksgeologe Assmann schließt die Aufnahme des Blattes Oppeln (5373) ab und setzt die Aufnahme auf Blatt Gr.-Stein (5474) fort.

Die bodenkundliche Bearbeitung der Blätter Naumburg (4858), Löwenberg (4859) und Liebenthal (4959) wird vom Wissenschaftlichen Angestellten Schober durchgeführt.

b) Übersichtsaufnahmen 1:200000

Landesgeologe Berg führt für die Übersichtskarte 1:200000 Blatt Görlitz (117) Aufnahmen auf den Blättern Rietschen (4554) und Stockteich (4654) aus, desgleichen Bezirksgeologe Meister für das Blatt Glatz (145) 1:200000.

Landesgeologe Cramer beginnt für das Übersichtsblatt Hultschin (156) 1 : 200 000 die Aufnahmen auf den Blättern Haatsch (6075) und Hultschin (6175), und für das gleiche Übersichtsblatt führt Geologe Karrenberg Aufnahmen im Eisenerzgebiet Sternberg-Bennisch (Bez. Troppau) aus.

c) Sonderaufgaben

Erzlagerstätten der Provinz und des anschließenden Sudetenlandes: Landesgeologe Berg und Bezirksgeologe Meister.

Waldenburg-Schatzlarer Karbongebiet: Abteilungsdirektor Gothan.

Oberschlesisches Steinkohlen- und Erzgebiet: Bezirksgeologe Assmann.

Reichsautobahnen: Bezirksgeologe Meister.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Blatt Ratibor (146) und Blatt Hultschin (156) 1 : 200 000: Bergrat Fulda, Blatt Glatz (145): Abteilungsleiter Kohl, Blatt Hirschberg i. Schles. (132): Bergrat Zimmermann.

13. Provinz Ostpreußen

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Assistent Körnke schließt die Aufnahme des Blattes Wuttrienen (2389) ab und setzt die Bearbeitung des Blattes Gr. Kleeberg (2289) fort.

b) Sonderaufgaben

Assistent Körnke verfolgt die Aufschlüsse beim Bau des masurischen Kanals und der Reichsautobahnen. Er bearbeitet eine Untergrundskarte und eine Wasserkarte von Ostpreußen.

14. Gemeinschaftsarbeit Bayrischer Wald

Den praktischen Zielen der Gemeinschaftsarbeit entsprechend sind, wie in den Vorjahren, die für 1939 vorgesehenen Arbeiten weitgehend auf die Belange der nutzbaren Ablagerungen, Erze, Steine und Erden abgestellt. Da die Bayrische Ostmark und das anschließende sudetendeutsche und böhmische Gebiet geologisch zum Teil nur wenig erforscht sind, bilden die Kartierungsarbeiten, die zur Erzielung eines ersten Überblickes sich auch auf die Herstellung von Übersichtskarten erstrecken, als vorbereitende wissenschaftliche Untersuchung die Grundlage für alle wirtschaftsgeologischen Fragen.

a) Aufnahmen 1 : 25 000

Im nördlichen Teil der Bayrischen Ostmark wird Geologe von Gaertner die sudetendeutschen Anteile der Blätter Waldsassen (5939) und Neualbenreuth (6040) aufnehmen und diese Blätter damit abschließen. Danach wird er im Egerer Becken mit der Kartierung des Blattes Hatzenreuth (5940) beginnen. Gegebenenfalls wird Geologe von Gaertner außerdem die zur Klärung der Schichtenfolge wichtigen Arbeiten auf Blatt Tirschenreuth (6140) fortsetzen.

Im eigentlichen Bayrischen Wald schließt Bezirksgeologe Fischer Blatt Cham-Ost (6742) ab und nimmt den neubayrischen Restteil des Blattes Rittsteig (6744) auf. Danach setzt er die Aufnahme von Blatt Kötzting (6843) fort.

Mitarbeiter Nothaft wird den vorderen tschechischen Nordteil des Blattes Furth im Walde (6643) in Angriff nehmen. Mitarbeiter Priehäusser wird seine Aufnahmen auf den Blättern Zwiesel (6945) und Hirschbach (6946) mit Einschluß der Gebiete jenseits der alten Landesgrenze fortsetzen.

Regierungsgeologe Hartmann, München, wird nach Möglichkeit die geologische Aufnahme des Blattes Bodenmais (6944) abschließen. Regierungsgeologe Nathan, München, wird auf dem Blatt Lam (6844) arbeiten.

b) Übersichtsaufnahmen 1 : 200 000

Bezirksgeologe Dahlgrün wird mit Vorarbeiten für das Übersichtsblatt Plauen-Süd (142) 1 : 200 000 beginnen.

c) Sonderaufgaben

Bezirksgeologe Fischer und Geologe von Gaertner werden 8—10 Tage auf Vergleichsbegehungen im anschließenden sudetendeutschen und böhmischen Gebiet verwenden. Diese Arbeiten sollen gleichzeitig der Vorbereitung der Übersichtskarten 1 : 200 000 Tirschenreuth (155) und Cham (165) dienen.

Geologe von Gaertner wird während 3 Wochen paläogeographische Untersuchungen über die Eisenerzführung im vogtländisch-fränkischen Oberdevon anstellen. Desgleichen wird er die Aufschlüsse der Kieslagerstätten Pfaffenreuth und Waldsassen und im Eisenerzrevier von Arzberg wahrnehmen.

Regierungsgeologe Hartmann, München, wird die Neuaufschlüsse der Kieslagerstätte Bodenmais und in den Graphitgruben verfolgen.

Bezirksgeologe Dahlgrün und Geologe Fischer werden das Oberpfälzer Flußspatrevier einer eingehenderen Untersuchung unterziehen.

Bergrat Zöller wird die Waschversuche auf Seifen jeder Art auf die neuen Gebiete des Bayrischen Waldes ausdehnen. Schließlich ist vorgesehen, daß Mitarbeiter Priehäusser die allgemeine Prospektierung in seinem bei der Kartierung genannten Arbeitsgebiet fortsetzt.

B. Geophysik

(Geophysikalisches Institut und Geophysikalische Reichsaufnahme)

Leitung: Landesgeologe Barsch

1. Rheinprovinz

Unter Leitung des Landesgeologen Barsch wird der nordwestliche Teil der Rheinprovinz durch Gravimetermessungen regional untersucht.

Bezirksgeologe Ebert setzt die geoelektrischen Untersuchungen im Bleizinkerz-Gebiet von Werlau fort, ebenso die geoelektrischen Untersuchungen

im Bereich des Kupfervorkommens von Hasborn. Neue geoelektrische Messungen werden angesetzt im Bezirk St. Goar, Hirzenach und Holzfeld zur Aufsuchung von wasserführenden Störungen des Gebirges und für die Wasserversorgung der Ortschaften, ferner bei Bad Kreuznach zur Aufsuchung von Quellspalten. Hier führt Bezirksgeologe Ebert auch radioaktive Untersuchungen aus. Zum Abschluß gelangen die geoelektrischen Untersuchungsarbeiten auf den Kupferpfahlerzgängen bei Antweiler und im Felde Glückstal i. Eifel.

Geologe Kutscher wird die magnetischen Übersichtsmessungen auf den Blättern 1 : 100 000 Essen (379), Solingen (404) und Lüdenscheid (405) fortführen.

2. Provinz Westfalen

Die Gravimeteruntersuchungen im Bereich des Münsterschen Beckens werden unter Leitung des Landesgeologen Barsch vervollständigt und weiter nach Süden ausgedehnt. Möglicherweise wird eine gravimetrische Spezialstruktur südwestlich Gütersloh auch mit der Drehwaage untersucht.

Bezirksgeologe Ebert setzt die geoelektrischen Untersuchungen auf den Blei-Zinkerzgängen bei Ramsbeck und auf den unbekannten Erzvorkommen bei Allendorf, in der Nähe von Plettenberg, fort und führt außerdem geoelektrische Baugrunduntersuchungen an den Talsperren bei Attendorf und Herscheid durch; in den unverritzten Gebieten des Siegerlandes werden von ihm geophysikalische Versuche zur Aufsuchung von Spateisensteingängen ausgeführt.

Geologe Kutscher wird die regionalen Messungen auf den Blättern 1 : 100 000 Essen (378), Iserlohn (380), Lüdenscheid (405) und ferner im Gebiet von Detmold (333) und Brakel (358) fortsetzen.

3. Land Lippe-Detmold

Geologe Kutscher wird regionalmagnetische Messungen im Gebiet von Detmold (333) ausführen.

4. Provinz Hessen-Nassau

Bezirksgeologe Ebert wird die geoelektrischen Untersuchungen im nördlichen Dillgebiet zum Abschluß bringen.

5. Provinz Hannover

Im mittleren und nördlichen Teil der Provinz Hannover wird unter Leitung des Landesgeologen Barsch das sehr weitmaschige Netz der allerersten Gravimeteraufnahmen verdichtet und auf die küstennahen Teile der Nordsee ausgedehnt.

Ebenfalls werden unter seiner Leitung in verschiedenen Teilen der Provinz umfangreiche Drehwaagearbeiten zwecks Auffindung und Abgrenzung erdölgeologisch wichtiger Untergrundsstrukturen ausgeführt.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden seismische Übersichtsmessungen auf dem Blatt 1 : 200 000 Salzwedel (74) und in Ostfriesland ausgeführt.

Landesgeologe Barsch und Bezirksgeologe Reich werden gebietsmäßig noch nicht näher festzulegende seismische Spezialmessungen (Reflexion und Refraktion) ausführen, die sich auf Grund geophysikalischer Regionaluntersuchungen ergeben.

Bezirksgeologe Ebert wird folgende geoelektrische bzw. radioaktive Untersuchungen ausführen: Die im Münder Mergel bei der Porta bei Minden auftretenden wasserführenden Spalten werden geoelektrisch und radioaktiv aufgesucht. Im Westfelde des Erzbezirkes von Bad Grund werden einige geoelektrische Ergänzungs- und Versuchsmessungen ausgeführt, ebenso im Andreasberger Erzrevier und am Rammelsberg bei Goslar in der westlichen Fortsetzung des alten Lagers. Zum Abschluß gelangen die geoelektrischen Untersuchungsarbeiten im Westfelde des Lautenthaler Gangzuges im Oberharz und an den tieferen geologischen Strukturen im Erdölgebiet von Eddesse.

6. Provinz Schleswig-Holstein

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden die bestehenden Gravimetermessungen zwecks Verfolgung einiger Anomalien auf die küstennahen Teile der Nordsee ausgedehnt. Auch werden unter seiner Leitung voraussichtlich noch einige Spezialdrehwaageuntersuchungen an der Heider Salzstruktur durchgeführt. Die Schwereverhältnisse an einigen seismisch aufgefundenen Strukturen im nördlichen Teil der Provinz sollen soweit wie notwendig durch Drehwaagemessungen unter Leitung von Landesgeologen Barsch geklärt werden.

7. Provinz Sachsen und Land Anhalt

Zur weiteren Klärung der Anomalien im Bereich der Elbtallinie werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch die vorhandenen Gravimetermessungen nach Süden und Südwesten ausgedehnt; im Bereich der Nigripper Mulde und des Flechtinger Höhenzuges werden Drehwaagemessungen zur Aufsuchung erdölhöffiger Strukturen angesetzt.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden seismische Übersichtsmessungen auf dem Blatt 1 : 200 000 Salzwedel (74) zur Aufsuchung von erdölhöffigen Strukturen ausgeführt.

8. Land Braunschweig

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden Drehwaagemessungen zur Aufsuchung und Abgrenzung erdölhöffiger Strukturen ausgeführt.

Im subherzynen Becken wird Dipl.-Bergingenieur Wolff erdmagnetische Messungen vornehmen, die die erdmagnetischen Wirkungen der Sedimente im subherzynen Becken klären sollen.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden auf den Blättern Ehra (3430) und Steimke (3431) seismische Übersichtsmessungen (Refraktion) ausgeführt.

Bezirksgeologe Ebert wird die geoelektrischen Untersuchungsarbeiten an den tieferen geologischen Strukturen im Erdölgebiet Eddesse abschließen.

9. Provinz Brandenburg

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden die Gravimetermessungen weitergeführt und voraussichtlich zu einem vorläufigen Abschluß gebracht.

Mittels Drehwaagemessungen unter Leitung von Landesgeologen Barsch sollen die Flanken des Prignitzer Massivs nach Salz und anderen erdölgeologisch wichtigen Strukturen untersucht und einige dort seismisch aufgefundene Strukturen weiter geklärt werden. Möglicherweise ist es auch notwendig, im Bereich der Lusatischen Schwelle und ihres Vorlandes Drehwaagemessungen vorzunehmen.

Assessor Schoene wird im Ostteil der Provinz regionalmagnetische Messungen vornehmen und zwar auf den Blättern 1 : 100 000 Pyritz (219), Arnswalde (220), Schloppe (221), Soldin (247), Friedeberg/Neumark (248), Filehne (249), Landsberg a. W. (272) und Schwerin a. W. (273). Wissenschaftlicher Angestellter Bein wird dabei außer dem Südteil der beiden letzten Blätter die Blätter Zielenzig (297), Meseritz (298), Crossen a. O. (321) und Züllichau (322) übernehmen.

10. Land Mecklenburg

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden in den bisher nur erkundeten Gebieten zusätzlich Gravimetermessungen ausgeführt und mittels Drehwaage erdölgeologische Strukturen aufgesucht und umgrenzt werden.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden die seismischen Übersichtsaufnahmen zur Aufsuchung und Abgrenzung erdölhöffiger Strukturen fortgesetzt.

11. Provinz Pommern

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden in den bisher nur erkundeten Gebieten zusätzlich Gravimetermessungen zwecks Schaffung einer regionalen Übersicht ausgeführt und in einigen besonders strukturhöffigen Gebieten der Provinz Drehwaageuntersuchungen angesetzt.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden die seismischen Arbeiten zur Schaffung einer Übersicht über die vorhandenen erdölhöffigen Strukturen in Ostpommern fortgesetzt.

Die Blätter 1 : 100 000 Pyritz (219), Arnswalde (220), Schloppe (221) und Filehne (249) werden durch Assessor Schoene regionalmagnetisch aufgenommen.

12. Provinz Schlesien

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden Gravimetermessungen im Anschluß an die bisherigen Arbeiten in der Lausitz ausgeführt, um die Großtektonik im Sudetenvorland weiter zu klären, was unter anderem im Hinblick auf die Verbreitung des oberschlesischen Karbons von besonderer Bedeutung ist.

Abteilungsleiter Kohl wird mit der regionalmagnetischen Übersichtsvermessungen auf den Blättern 1 : 100 000 Grünberg (346), Sprottau (371) und Bunzlau (396) beginnen.

13. Provinz Ostpreußen

Unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden mit dem Gravimeter regionale Untersuchungen durchgeführt, wobei auf die Klärung der magnetischen Anomalien besonders eingegangen wird.

14. Sudetengau

Im Anschluß an die bekannten Magnetitlagerstätten von Schmiedeberg wird Geologe Kutscher magnetische Messungen auf den benachbarten Gebieten des Sudetengaues (Fintitztal i. Riesengebirge) ausführen. Wissenschaftlicher Angestellter Bein wird 6 Wochen auf die magnetische Untersuchung der Eisenerzlagerstätten der Diabas- und Schalsteinzone Sternberg—Bennisch verwenden.

15. Land Thüringen

Es ist vorgesehen, unter Leitung von Landesgeologen Barsch regionale Gravimetermessungen zu beginnen. Der Schwerpunkt der Messungen wird im Bereich des Thüringer Beckens zwischen Harz und Thüringer Wald liegen.

Bezirksgeologe Ebert wird im Werra-Kaligebiet bei Heiligenroda die geoelektrischen Untersuchungen zur Bestimmung des Salzhanges fortsetzen.

Weitere Reichsteile

In der Ostmark werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch Pendelmessungen zwecks Herstellung des Netzes I. Ordnung der absoluten Schwerewerte als Grundlage für regionale Gravimetermessungen angeordnet.

Ferner werden unter Leitung von Landesgeologen Barsch die bereits begonnenen Gravimetermessungen im inner-, außeralpinen und Grazer Becken fortgeführt und auf das eigentliche Alpenvorland bis zum Anschluß an die bestehenden bayerischen Messungen ausgedehnt. Im westlichen bayerischen Alpenvorland und im schwäbischen Molassebecken und seinen Randgebieten werden die regionalen Gravimetermessungen zur Erfassung erdölhöffiger Strukturen wieder aufgenommen. Nach Möglichkeit soll eine Verbindung mit den Gravimetermessungen im Oberrheintalgraben hergestellt werden.

Umfangreiche Drehwaagemessungen unter Leitung von Landesgeologen Barsch werden in fast allen erdölgeologisch wichtigen Teilen der Ostmark einschl. Südmährens durchgeführt.

Unter Leitung von Bezirksgeologen Reich werden seismische Übersichtsmessungen in der Ostmark (Oberdonau, Niederdonau und Südmähren) und seismische Spezialmessungen (Reflexion) im inneralpinen und Grazer Becken durchgeführt. Reflexions-seismische Messungen und voraussichtlich spezielle Refraktionsmessungen werden Landesgeologe Barsch und Bezirksgeologe Reich im außeralpinen Becken, im Grazer Becken und im Oberrheingebiet durchführen.

Bezirksgeologe Ebert wird in Bayern die Fortsetzung der Untersuchungen der Kiesvorkommen von Pfaffenreuth bei Waldsassen auf geoelektrischem Wege aufnehmen, das Blei-Zinkvorkommen von Hunding im

Lallingerwinkel geoelektrisch untersuchen und die geoelektrischen Untersuchungen des Kiesvorkommens bei Lam sowie die geoelektrischen und radioaktiven Untersuchungsarbeiten der jodführenden Quellspalten von Seeg und Bad Heilbrunn abschließen. In Baden wird Bezirksgeologe Ebert mit geoelektrischen Untersuchungen der Blei-Erzgänge von Bleibach bei Waldkirch beginnen und am Schauinsland bei Freiburg i. Br. geoelektrische Untersuchungen fortsetzen. Auf der Galmeilagerstätte bei Wisloch werden einige geoelektrische Untersuchungen ausgeführt; im Gebiete von Freiburg i. Br. wird zur Festlegung der Rheintalspalten und im Gebiete von Baden-Baden zur Verfolgung der Quellspalten geoelektrisch und radioaktiv durch Bezirksgeologen Ebert gearbeitet.

Bezirksgeologe Reich wird die regionalmagnetischen Messungen in der bayerischen Grenzmark fortsetzen und dabei die zurückgekehrten sudetendeutschen Gebiete mit einbeziehen. Blätter 1:100 000: Waldmünchen (566), Fürth (567), Cham (581), Zwiesel (582), Hirschbach (583). Im nördlich anschließenden Teil der Oberpfalz und des Egerlandes wird Assessor Schoene in der gleichen Weise arbeiten.

Observator Burmeister wird die erdmagnetische regionale Aufnahme der schwäbisch-bayerischen Hochebene auf den Blättern 1:100 000 Erding (625), Wasserburg (639) und Burghausen (640) fortsetzen.

Spezialuntersuchungen sollen in Bayern (Oberfranken) durch Assessor Schoene bei Quellenreuth, Wissenschaftlichen Angestellten von zur Mühlen bei Lam (Niederbayern), Bezirksgeologen Reich bei Bodenmais (Niederbayern) und Wissenschaftlichen Angestellten Bein bei Pfaffenreuth (Oberpfalz) und Stadt Steinach (Oberfranken) durchgeführt werden.

Dr. Toperczer von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien wird die regionalen magnetischen Arbeiten im Grazer Becken und nördlich davon im Burgenland fortsetzen und Spezialarbeiten in Niederdonau ausführen.

Geophysikalisches Laboratorium

Es werden fortlaufend die Kerne der Erdölbohrungen auf ihre physikalischen Eigenschaften zur Auswertung der geophysikalischen Messungen und für die Erfordernisse der Erdölgeologie untersucht:

1. Raumgewichtsbestimmungen zur Auswertung der Schweremessungen.
2. Raumgewichtsbestimmungen zur Beobachtung der Geschwindigkeiten longitudinaler Wellen.
3. Elastizitätsuntersuchungen zum gleichen Zwecke.
4. Bestimmung der wahren Porosität.
5. Bestimmung der scheinbaren Porosität.
6. Extraktionen an Ölsanden zur Bestimmung von 4. und 7.
7. Durchlässigkeitsuntersuchungen an Sanden und Sandsteinen mit verschiedenen viskosen Stoffen (Bestimmung der Permeabilität).
8. Ausführung von Korngrößenbestimmung.
9. Suszeptibilitätsbestimmungen.

Hierzu treten noch folgende Aufgaben:

1. Temperaturmessungen in Tiefbohrlöchern.
2. Prüfung und Verfolgung der Temperaturmessungsmethode von Dr. M. Paul.
3. Prüfung und Verfolgung der Gasmessungsmethode von Piepmeyer.

Außer diesen wissenschaftlichen Arbeiten werden Flachbohrungen zur Klärung geophysikalisch festgestellter Anomalien ausgeführt.

C. Allgemeine Arbeiten

1. Veröffentlichungen

Die Herausgabe der geologischen Spezial- und Übersichtskarten, des Jahrbuchs, der Abhandlungen und des Archivs für Lagerstättenforschung wird unter der Schriftleitung von Landesgeologen Cramer fortgesetzt.

2. Allgemeine wissenschaftliche Arbeiten

Von den internationalen geologischen Karten von Europa werden die Kartenblätter des westlichen Mittelmeeres und der nordischen Staaten, von der geologischen Weltkarte verschiedene Blätter von Nord- und Südamerika unter Leitung von Landesgeologen Kegel bearbeitet.

Bezirksgeologe Behrend setzt die Bearbeitung der Lagerstätten- und Bodenkarte von Afrika fort. Fragen der Kolonialgeologie werden außerdem von Landesgeologen Meisner und den Wissenschaftlichen Angestellten Brennich und Lange bearbeitet.

Die unter der Leitung der Anstalt stehende internationale Gemeinschaftsarbeit zur Regelung strittiger stratigraphischer Fragen wird im Herbst in Westdeutschland eine Tagung zur Klärung der Stratigraphie der Silur-Devon-Grenze und der Gliederung des Devons abhalten (Leitung: Landesgeologe Kegel).

Zur Herausgabe durch den nächsten Internationalen Geologen-Kongreß in London 1940 wird die Geologie und Mineralparagenese typischer deutscher Blei-Zinkerzlagerstätten auf Anregung der Kongreßleitung bearbeitet (Landesgeologe Berg und Bezirksgeologe Behrend).

3. Wissenschaftliche Arbeitsgemeinschaften

Die Arbeitsgemeinschaften für Petrographie (Leitung Landesgeologe Berg), für Kohlengeologie (Abteilungsdirektor Gothan) und für Vereinheitlichung der Stratigraphie (Landesgeologe Kegel) werden ihre Arbeiten fortsetzen.

4. Sammlungen und Archive

Die laufenden Arbeiten im Landesmuseum (Bezirksgeologen Schindewolf und Seitz, Assistent Haller), in der paläobotanischen Sammlung (Abteilungsdirektor Gothan, Geologe Hartung), im Museum für angewandte Geologie (Landesgeologe Berg), in der Geologisch-technischen Gesteinssammlung (Be-

zirksgeologe Burre), in der Lagerstättensammlung (Bezirksgeologe Behrend) werden unter Leitung von Abteilungsdirektor Gothan fortgeführt.

In den Archiven (Landesgeologe Mestwerdt) wird die Neuordnung des umfangreichen Materials fortgeführt.

5. Nutzbare Lagerstätten

Über die laufenden Untersuchungen der Erzlagerstätten und Kohlengebiete vgl. die Angaben bei den einzelnen Provinzen.

Die Fragen der Salzlagerstätten werden von Bergrat Fulda bearbeitet.

Das Institut für Erdölgeologie mit seiner Zweigstelle in Hannover unter Leitung von Landesgeologen Bentz und Mitarbeit von Landesgeologen Haack, Bezirksgeologen Kühne, Geologen Riedel und Schott bearbeitet wie bisher alle Fragen der Erdölgeologie des Reiches. Die mikropaläontologischen Untersuchungen werden von Bezirksgeologen Staesche, Wissenschaftlichen Angestellten Wicher und Hiltermann durchgeführt.

Die Untersuchung von Steinen und Erden obliegt den Bezirksgeologen Burre und Dienemann. Der erstgenannte leitet die Bestandsaufnahme der deutschen Steinbrüche für die im Auftrage des Generalinspektors für das deutsche Straßenwesen begonnene deutsche Steinbruchskartei.

Die Bestandsaufnahme in der geologischen Reichswasserwerksstatistik wird wie bisher fortgeführt.

Montanstatistische und bergwirtschaftliche Arbeiten werden von Landesgeologen Meisner unter Mitarbeit von Bergrat Zöller und Bergrat Zimmermann durchgeführt.

6. Technische Geologie

Die gutachtliche Beratung auf dem Gebiet der Wasserversorgung, der Wasserentziehung, des Wasserbaues und der Mineral- und Heilbäder wird wie bisher fortgeführt. Desgleichen werden Fragen von Bergschäden, Baugrunduntersuchungen, Eisenbahn- und Straßenbauten begutachtet.

In einer Reihe von technischen Ausschüssen werden wir wie bisher vertreten sein, so für Baugrundforschung, für Straßenwesen, für Materialprüfungen, für Staub- und Staublungenforschung, für Normung des Markscheidewesens usw.

7. Bodenkunde

Die geplanten bodenkundlichen Einzelaufgaben sind bei den Provinzen aufgeführt. Bodenkundliche Untersuchungen für Siedlungsverbände und Heimstättengesellschaften werden unter Leitung von Chemiker Trénel wie bisher durchgeführt.

8. Chemische Abteilung

Im chemischen Laboratorium werden unter Leitung von Abteilungsdirektor Loebe Rohstoffe aller Art, wie Mineralien, Erze, Kohlen, Erdöl, Erdgas, Gesteine, Böden, Heilschlamme, Trink- und Heilwässer usw. analytisch untersucht.

9. Militärgeologische Arbeiten

Wie bisher werden auch im kommenden Jahre diese Arbeiten unsere Kräfte in erheblichem Maße beanspruchen.

III. Personalbestand

der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. März 1939

einschl. der Freiwilligen Mitarbeiter

a) Präsident und Professor

J. Versé

b) Abteilungsdirektoren und Professoren

R. Loebe, Dr. phil., Abt.-Dir. für die Chemische Abteilung, a. o. Prof. an der Techn. Hochschule Berlin
F. Wiegers, Dr. phil., Abt.-Dir. für die Vorbereitung geologischer Aufnahmen im Reich
J. Behr, Dr. phil., Abt.-Dir. für angewandte Geologie für Wirtschaft und Technik
W. Wunstorf, Dr. phil., Abt.-Dir. für geologische Kartenaufnahmen
W. Gothan, Dr. phil., Honorarprof. a. d. Universität, a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule Berlin

c) Abteilungsleiter und Professoren

E. Heuseler, Dipl.-Ing., Chemiker
K. Utescher, Dr. phil., Chemiker

d) Abteilungsleiter

E. Kohl, Dr. phil., Bergrat

e) Landesgeologen und Professoren

B. Dammer, Dr. phil.
E. Picard, Dr. phil.
O. Grupe, Dr. phil.
G. Berg, Dr. phil.
A. Mestwerdt, Dr. phil.
P. Dienst, Dr. phil.
W. E. Schmidt, Dr. phil.
O. Barsch, Dr. phil.
R. Cramer, Dr. phil.
W. Haack, Dr. phil.
A. Bentz, Dr. rer. nat., Honorarprof. a. d. Techn. Hochschule Hannover
M. Meisner, Dr.-Ing., Bergrat
W. Kegel, Dr. phil.

f) Bezirksgeologen und Professoren

P. Assmann, Dr. phil.
E. Zimmermann, Dr. phil.
H. Quiring, Dr. phil., Dr.-Ing.
W. Paeckelmann, Dr. phil.
F. Behrend, Dr. phil., a. o. Prof. a. d. Universität Berlin
E. Meister, Dr. phil.
O. Burre, Dr. phil.
W. Dienemann, Dr. phil.
P. Woldstedt, Dr. phil.
H. Reich, Dr. phil., a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule Berlin
O. Seitz, Dr. phil.
A. Ebert, Dr. phil.
F. Dahlgrün, Dr. phil., Honorarprof. a. d. Universität Berlin
F. Michels, Dr. phil. nat.
W. Ahrens, Dr. phil.

g) Bezirksgeologen

F. Kühne, Dr. phil.
E. Stach, Dr. phil., Privatdozent a. d. Universität Berlin
O. H. Schindewolf, Dr. phil., a. o. Prof.
R. Potonié, Dr. phil., a. o. Prof. a. d. Techn. Hochschule Berlin
W. Scharf, Dr. phil.
E. Schröder, Dr. phil.
C. Dietz, Dr. phil.
H. Udluft, Dr. phil. nat.
J. Hesemann, Dr.-Ing., Dipl.-Berging.
G. Fischer, Dr. phil., Privat-Dozent a. d. Universität Berlin
K. Staesche, Dr. rer. nat.

h) Chemiker und Professoren

K. Stockfisch, Dr. phil.
H. Haller, Dr.-Ing.
K. Heykes, Dr. phil.
M. Trénel, Dr. phil., a. o. Prof. für Bodenkunde a. d. Universität Berlin, Honorarprofessor a. d. Staatl. Forstschule Eberswalde, Mitglied des Fachsenats der Akademie für Landesforschung und Reichsplanung, Berlin.

i) Chemiker

W. Benade, Dr. phil.
J. Hellmers, Dr. phil.
P. Pfeffer, Dr. phil.
R. Köhler, Dr. phil.

j) Bergräte

A. Zöller
E. Fulda, Dr.-Ing.
W. Gropp, Dr.-Ing.
K. Zimmermann

k) Außerplanmäßige Geologen

H.-L. Heck, Dr. phil.
E. Beyenburg, Dr. phil.
H.-R. von Gaertner, Dr. phil. habil.
L. Riedel, Dr. phil., Dipl.-Berging.
G. Richter, Dr. phil.
W. Schott, Dr. phil. habil.
F.-E. Klingner, Dr. phil. habil.
F. Kutscher, Dr. phil.
K. Beyer, Dr. rer. nat.
W. Hartung, Dr. phil. habil.
G. Mempel, Dr.-Ing., Dipl.-Berging.
R. v. Zwerger, Dr.-Ing.

l) Außerplanmäßige Chemiker

A. Abel, Dr.-Ing.

m) Wissenschaftliche Assistenten

E. Haberfellner, Dr. phil.
H. Karrenberg, Dr.
H.-W. Quitzow, Dr. phil.
A. Graupner, Dr. phil.
W. Haller, Dr. phil.
B. Körnke, Dr. phil.
J. Niedermayer, Dr. phil.
K. Genieser, Dr. phil.
A. Seifert, Dr. rer. techn.
H. Dantz, Dr. phil., Dipl.-Berging.
U. Rein, Dr. phil.

n) Verwaltungsbeamte

C. Dreibholz, Bergamtmann
F. Heinzmann, Bergoberrentmeister
H. Rackwitz, Berginspektor
C. Mahl, Berginspektor (Vorsteher der Registratur)
A. Biesel, Berginspektor
F. Schmidt, Berginspektor
J. Andreas, Berginspektor
A. Strich, Berginspektor
H. Brandt, Berginspektor
O. Schrader, Rechnungsrevisor
R. Michaely, Berginspektor
F. Brummel, Berginspektor

o) Bibliotheksbeamtinnen

G. Baensch, Bibliotheksinspektorin
H. Tübben, Bibliotheksinspektorin
E. Regling, Bibliotheksinspektorin

p) Topograph

G. Otto

q) Kartographen

E. Geyer, Bürovorsteher
K. Wagemann, Bürovorsteher
W. Schwarz, Kartograph
R. Schöndube, Kartograph
R. Fiedler, Kartograph, Archivverwalter
E. Zimmermann, Kartograph
H. Menge, Kartograph
A. Schultze, Kartograph
R. Granass, Kartograph
H. Wethlow, Kartograph
R. Pütz, Kartograph
H. Reich, Kartograph
B. Kloss, Kartograph
H. Boltz, Kartograph
U. Nagel, Kartograph
W. Musold, Kartographenanwärter

r) Kanzleibeamte

R. Heewig, Bergsekretär, Vorsteher
F. Thiem, Kanzlist

s) Sonstige Beamte

F. Neubauer, Oberpräparator
W. Eckstein, Laborant
R. Scholz, Hausinspektor
F. Becker, Amtsmeister

A. Brassel, Botenmeister
F. Wruck, Botenmeister
O. Barheine, Amtsgehilfe
S. Pinke, Amtsgehilfe
F. Eichenberg, Amtsgehilfe
E. Drömert, Hilfsamtsgehilfe

t) Angestellte

(soweit nicht bei den Abteilungen aufgeführt)

K. Ihnen, Dr., Dipl.-Landwirt
H. Bode, Dr., Dipl.-Bergingenieur
K. Wicher, Dr., Dipl.-Bergingenieur
E. Friederici, Dr., Leiter der Vertriebsstelle
R. Herrmann, Dr., Wiss. Angestellter
E. Lange, Dr.
K. Winckelmann, Bibliothekshilfsarbeiterin
M. Beier, Lithograph
H. Winterfeld, Lithograph
P. Stein, Buchdruckmeister
W. Ulrich, Schriftsetzer
K. Finkbeiner, Zeichner
E. Schmidt, Zeichner
K. Oberheidt, Maschinenmeister
F. Figel, Mechaniker
W. Pfundt, Registraturgehilfe
H. Rostock, Registraturgehilfe
U. Kassin, techn. Assistentin
W. Puttin, Sammlungsangestellter
E. Schmidt, Laborant
W. Schröder, Laborant
H.-T. Mentzel, Angestellter im Bohr- und Montanarchiv
G. Riecke, Angestellter im Bohrarchiv
W. Halle, Bürogehilfe in den Sammlungen
W. Bieberstein, Bürogehilfe in der Vertriebsstelle
R. Schlichting, Bürogehilfe in der Vertriebsstelle
K. Müller, Kassengehilfin
W. Heller, Bürogehilfe in der Registratur
E. Hoenischer, Kanzleiangestellte
G. Brose, Telephonistin
F. Bernatzky, Stenotypistin
J. Hartmann, Stenotypistin
E. Hilbrand, Stenotypistin
M. Zimmermann, Stenotypistin

u) Lohnempfänger

(soweit nicht bei den Abteilungen aufgeführt)

A. Wilhelm, Kraftwagenführer
F. Becker, Handwerker (Tischler)
G. Gehrke, Handwerker (Gärtner)
K. Hilgert, Handwerker
P. Lorenz, Handwerker
O. Wagener, Handwerker
F. Zapf, Handwerker
F. Schwenzfeger, Steindrucker
W. Schulz, Druckereigehilfe
A. Witt, Druckereigehilfe
G. Banach, Hilfsamtsgehilfe
P. Krüger, Hilfsamtsgehilfe
H. Nehler, Hilfsamtsgehilfe
H. Rittweger, Hilfsamtsgehilfe
R. Sperlich, Hilfsamtsgehilfe
W. Stoeckel, Hilfsamtsgehilfe
W. Zeidler, Hilfsamtsgehilfe
außerdem 11 Reinmachefrauen

v) Hilfskräfte (Angestellte) in den angegliederten Abteilungen

A. Abteilung für Bodenkunde

(Leitung: Prof. Trénel)

Ch. Klein, Dr., Wiss. Angestellter
H. Müller, Dr., Wiss. Angestellter
F. von Raupach, Dr., Wiss. Angestellter
K. Schober, Dr., Wiss. Angestellter
E. Schönhals, Dr., Wiss. Angestellter
F. Stekla, Lithograph
H. Grossmann, Zeichner
H. Schulz, Zeichner
K. Seidel, Zeichner
H. Hamburger, Zeichnerin
H. Körner, Zeichnerin
C. Krahberg, Zeichnerin
B. Schwartz, Zeichnerin
W. Karolczak, Laborant
G. Pagel, Lab.-Gehilfe
H. Müller, Stenotypistin
H. Strehl, Stenotypistin

B. Abteilung für Erdölgeologie

(Leitung: Prof. Bentz)

H. Hiltermann, Dr., Wiss. Angestellter
W. Richter, Dr., Wiss. Angestellter
O. Koch, Zeichner
K. Bendorf, Bürogehilfe
H. Duscha, Lab.-Gehilfe, Lohnempfänger
A. Heller, Lab.-Gehilfe, Lohnempfänger
H. Koch, Lab.-Gehilfe, Lohnempfänger
E. Witt, Lohnempfänger
G. Liepert, Bote, Lohnempfänger
K. Wach, Wächter, Lohnempfänger
G. Kühn, Stenotypistin
E. Schröder, Stenotypistin
H. Schütz, Stenotypistin

C. Geophysikalische Abteilung

(Leitung: Prof. Barsch)

H. Arnold, Dr., Wiss. Angestellter
G. Bein, Dr., Wiss. Angestellter
S. Blattmann, Dr., Wiss. Angestellter
H. Closs, Dr., Wiss. Angestellter
B. Fuchs, Dr., Wiss. Angestellter
M. Grossdanoff, Wiss. Angestellter
F. Hallenbach, Dr., Wiss. Angestellter
H. Henrici, Dr., Wiss. Angestellter
H. Kliemstein, Dipl.-Ing., Wiss. Angestellter
D. Mitoff, Dr., Wiss. Angestellter
W. von zur Mühlen, Dr., Wiss. Angestellter
F. Mürriger, Dr., Wiss. Angestellter
R. Pallat, Dr., Wiss. Angestellter
P. Rössle, Dr., Wiss. Angestellter
E. Schenk, Dr., Wiss. Angestellter
H.-J. Schoene, Dr., Wiss. Angestellter (Studien-Assessor)
K. Sellien, Dr., Wiss. Angestellter
G. Siemens, Dr., Wiss. Angestellter
A. Wahl, Wiss. Angestellter
W. Wolff, Dr., Wiss. Angestellter
M. König, Zeichner
E. Mertin, Stenotypistin
L. Thiele, Laborantin
A. Schlüter, Mechaniker, Lohnempfänger
G. Pieper, Mechaniker, Lohnempfänger
R. Hadrich, Zeichner
H. Heimann, Zeichner
K. Heinze, Zeichner
A. Rosenberg, Zeichner
K. Stern, Zeichner
W. Geue, Laborant
R.-M. Dröscher, Laborantin
K. Bauch, Bürogehilfe
E. Unkel, Bürogehilfe
J. Haus, Lohnempfänger
W. Herrmann, Lohnempfänger
K. Kolosser, Lohnempfänger
K. Koffka, Angestellte i. d. Sammlung
M. Becker, Stenotypistin
K. Behnke, Stenotypistin
M. Bock, Stenotypistin
und 2 Reinmachefrauen

Im Rechnungsjahr 1938 sind ausgeschieden:

E. Naumann, Abteilungsleiter und Professor, Dr.
O. Schneider, Landesgeologe und Professor, Dr.
O. Hausbrand, Bergrat
F. Kast, Bergrat Dr.
W. Schnier, Bergassessor
B. Beschoren, Bez.-Geologe, Dr.
E. Forkert, Wiss. Angestellter, Dr.
E. Mückenhausen, Wiss. Angestellter, Dr.
A. Heinrich, Rechnungsrevisor
I. Bahn, Techn. Assistentin

R. Mahl, Techn. Assistentin
H. Peron, Techn. Assistentin
U. Zimmermann, Techn. Assistentin
H. Krell, Stenotypistin
M. Richter, Stenotypistin
G. Rosenfeld, Stenotypistin
H. Wolf, Stenotypistin
A. Hoffmann, Zeichner
H. Förster, Kanzleiangestellter
H. Leven, Technischer Hilfsarbeiter
W. Jahn, Amtsgehilfe
K. Kupper, Amtsgehilfe
W. Beneke, Lohnempfänger
H. Schubert, Lohnempfänger

Neu eingetreten sind:

H. Arnold, Dr., Wiss. Angestellter
G. Bein, Dr., Wiss. Angestellter
S. Blattmann, Dr., Wiss. Angestellter
M. Grossdanoff, Wiss. Angestellter
H. Hiltermann, Dr., Wiss. Angestellter
H. Kliemstein, Dipl.-Ing., Wiss. Angestellter
D. Mitoff, Dr., Wiss. Angestellter
R. Pallat, Dr., Wiss. Angestellter
F. von Raupach, Dr., Wiss. Angestellter
W. Richter, Dr., Wiss. Angestellter
E. Schönhals, Dr., Wiss. Angestellter
H. Dantz, Dr., Wiss. Assistent
U. Rein, Dr., Wiss. Assistent
A. Schlüter, Mechaniker
G. Pieper, Mechaniker
D. Koch, Zeichner
M. König, Zeichner
J. Hartmann, Stenotypistin
G. Kühn, Stenotypistin
E. Mertin, Stenotypistin
H. Strehl, Stenotypistin
L. Thiele, Laborantin
H. Duscha, Laboratoriumsgehilfe
H. Koch, Laboratoriumsgehilfe
G. Pagel, Laboratoriumsgehilfe
E. Drömert, Hilfsamtsgehilfe
P. Krüger, Hilfsamtsgehilfe
G. Liepert, Bote
K. Wach, Wächter

Ernannt sind:

Landesgeologe und Professor Dr. W. Gothan zum Abteilungsdirektor und Professor

Bezirksgeologe und Professor Dr. W. Kegel zum Landesgeologen und Professor
Bergassessor K. Zimmermann zum Bergrat
Außerplanmäßiger Geologe Dr. K. Staesche zum Bezirksgeologen
Wissenschaftlicher Angestellter Dr.-Ing. R. von Zwerger zum Außerplanmäßigen Geologen
Berginspektor O. Schrader zum Rechnungsrevisor
Bergverwaltungs-Praktikant F. Brummel zum Berginspektor

Freiwillige Mitarbeiter

Blanckenhorn, Prof. Dr., Marburg a. Lahn, Dörfflerstr. 10
Dahmer, Dr., Bad Soden a. Taunus, Kaiserstr. 3
Deubel, Landesgeologe und Leiter der Thür. Geol. Landesuntersuchung, Prof., Jena, Adolf-Hitler-Str. 19
Ganssen, Abt.-Dir. und Prof. a. D., Bln.-Grunewald, Kaspar-Theyß-Str. 32
von Hoyningen-Huene, Dr., Dipl.-Landw., Reichsstelle f. Bodenforschung, Berlin N 4, Invalidenstr. 44
Kaunhowen, Landesgeologe und Prof. a. D., Bln.-Charlottenburg, Riehlstr. 14
Krause, Abt.-Leiter und Prof. a. D., Eberswalde, Bismarckstr. 27
Kühn, Geh. Bergrat, Abt.-Dir. und Prof. a. D., Bln.-Dahlem, Humboldstr. 24
Naumann, E., Dr., Abt.-Leiter und Prof. a. D., Bln.-Wilmersdorf, Holsteinische Straße 25
Range, Geh. Bergrat, Prof., Dr., Bln.-Steglitz, Kaiser-Wilhelm-Str. 5 I
Schneider, O., Dr., Landesgeologe u. Prof. a. D., Bln.-Westend, Reichsstr. 8
Schriel, o. Prof. a. d. Univ. Göttingen, Göttingen, Bahnhofstr. 28
Schucht, o. Prof. a. D., Bln.-Wilmersdorf, Güntzelstr. 59
Spriestersbach, Dr. h. c., Rektor i. R., Remscheid-Reinshagen
Stille, o. Prof. a. d. Univ. Berlin, Bln.-Charlottenburg 9, Tannenberg-Allee 18
Weissermel, Abt.-Dir. und Prof. a. D., Berlin NW 87, Flotowstr. 10
Wildvang, Konrektor a. D., Emden, Karl-von-Müller-Str. 23
Zimmermann, Geh. Bergrat, Landesgeologe und Prof. a. D., Bln.-Wilmersdorf, Hildegardstraße 20, Lindenhof 2

IV. Korrespondenten

Rheinprovinz

Hamacher, Karl, Dr., Studienrat, Wuppertal-Barmen, Seydlitzstr. 9.
Weyland, Hermann, Prof., Dr., Honorarprofessor für Paläobotanik an der Universität Köln, Wuppertal-Elberfeld, Nüllerstr. 139.
Zelter, Wilhelm, Dr., Stadtbaumeister, Wuppertal-Barmen, Hesselnberg 56.
Zörner, Dr.-Ing. h. c., Bergrat, Generaldirektor i. R., Bensberg b. Köln/Rh., Milchbornthalweg 4.

Saarland (Untersaarland)

Guthörl, Paul, Dr. h. c., Kustos, Bildstock (Saar), Adolf-Hitler-Str. 41.

Provinz Westfalen

Althoff, W., Bielefeld, Wertherstr. 30.
Behlen, Forstmeister i. R., Bach b. Marienberg (Westerwald).
Kraemer, Adolf, Vermessungsinspektor, Arnsberg, Westf., Kurfürstenstr. 4.
Langewiesche, Friedrich, Prof., Oberstudienrat i. R., Bünde/Westf., Herforderstraße 17.
Schmidt, Arthur, Dr., Studiendirektor, Bielefeld, Auf dem Calvinenfelde 20.

Provinz Hessen-Nassau

Borgstede, Otto, Dr., Landesvermessungsrat i. R., Wiesbaden, Kreidelstr. 7.
Kräusel, Richard, Univ.-Prof., Studienrat, Dr., Frankfurt/Main, S 10, Danneckerstr. 25.
Lüstner, G., Prof. Dr., Kommissar f. Naturdenkmalpflege, Pflanzenpathologische Versuchsstation, Geisenheim/Rhein.
Pusch, Felix, Schriftleiter, Bad Wildungen.
Vonderau, Josef, Prof., Dr., Fulda, Waides 15.
Wenz, W., Dr., Studienrat, Frankfurt/Main, Röderbergweg 47.

Provinz Hannover und Oldenburg

Bock, E., Bergingenieur i. R., St. Andreasberg i. Harz, Bärental 601.
Brockmann, Christoph, Lehrer i. R., Wesermünde-Lehe, Roßbacherstr. 3.

Pfaffenberg, K., Lehrer, Vorwohlde b. Sulingen in Hannover.
Selle, W., Visselhövede (Hann.), Am Rathaus 3.

Braunschweig und Lippe

Grunewald, Hans, Studienrat, Salzuflen, Am Ostpark 8 a.
Käse, Karl, Kaufmann, Eschershausen, Kr. Holzminden, Postfach 2.

Schleswig-Holstein und Lübeck

Boysen, Wilhelm, Dr. jur., Rechtsanwalt u. Notar, Flensburg, Marienhölzungsweg 67.
Busch, Andreas, Landwirt, Morsumhafen auf Nordstrand.
Delff, Christian, Dr. phil., Buchhändler, Husum, Süderstraße.
Jensen, Wilhelm, Kirchenmaler, Leiter des Eiderstadter Heimatmuseums, Garding.
Sonder jun., Wolfgang, Apothekenbesitzer, Bad Oldesloe.

Provinz Sachsen

Hansen, Albert, Dr., Tierarzt, Eilsleben, Bez. Magdeburg.
Klett, Bernhard, Rektor, Mühlhausen (Thür.), Bahnhofstr. 17.
Landmann, Otto, Konrektor i. R., Stolberg/Harz.
Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
Schmidt, Paul, Mittelschullehrer, Badstuben 10.
Schmöger, Karl August, Biologe u. Chemiker, Erfurt-Hochheim.
Wolterstorff, W., Dr., Kustos a. D., Museum f. Naturkunde, Magdeburg.
Wünschmann, Karl, Dr., Studienrat, Eisleben, Clingesteinstr. 10.

Freistaat Sachsen

Czygan, Kurt, Oberstudiendirektor, Leipzig O 5, Möbiusstr. 13.

Land Thüringen und Anhalt

Böttcher, Julius, Studienrat, Ohrdruf/Thür.
Franke, Adolf, Studienrat i. R., Arnstadt/Thür., Stadtilmerstr. 1.
Georgi, Paul, Mittelschullehrer, Schleusingen/Thür., Ilmenauerstr. 1.
Gimm, O., Lehrer, Elgersburg/Thür.
Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg/Thür., Roonstr. 1.

Knauer, Anton, Betriebsführer i. R., Schwarza/Saale.
König, Walter, Dr., Studienrat, Weimar, Friesstr. 1.
Kraus, Hans, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur, Gr.-Kamsdorf über Saalfeld (Thür.).
Meyer, Hermann, Gaswerksinspektor i. R., Saalfeld/S., Richterstr. 15.
Michael, P., Prof., Dr., Studienrat i. R., Weimar, Kohlstr. 18.
Weber, Hans, Dr., Studienrat, Ilmenau, Ludendorffstr. 2.

Provinz Brandenburg

Bennhold, W., Fabrikdirektor, Berlin-Lichterfelde-Ost, Hartmannstr. 34.
Dobrindt, Otto, Lehrer, Großdorf bei Unruhstadt.
Domnick, Emil, Pfarrer i. R., Werder/Havel, Fischerstr. 106 b.
Kindermann, Walter, Lehrer, Cahnsdorf bei Luckau, N.-L.
Kummerow., E., Mittelschullehrer a. D., Rüdersdorf b. Berlin, Brückenstr. 2.
Sanders, K. W., Dipl.-Ing., Berlin-Siemensstadt, Wattstr. 7.
Stoeckert, G., Hüttendirektor a. D., Frankfurt/Oder, Bremerstr. 33.

Provinz Pommern

Bannier, Alfred, Dr. med., prakt. Arzt, Stolp i. Pom., Bismarckplatz 1.
Franke, Karl, Dr., Studienrat, Lauenburg i. Pom., Moltkestr. 19.
Frase, Richard, Mittelschullehrer, Schneidemühl, Berliner Str. 57.
Tittel, D., Dr., Zahnarzt, Flatow, Hindenburgstr. 1.

Provinz Schlesien

Dittrich, Gerhard, Dr., Regierungsrat, Breslau 16, Pirolweg 20.
Göhr, Franz, Prof., Dr., Studienrat, Glatz/Schles., Gartenstr. 25.
Grundey, Max, Oberlandmesser i. R., Museumsleiter (Oberschles. Museum), Gleiwitz, O.-S., Moltkestr. 36.
Plank, Franz, Dipl.-Ing., Betriebsdirektor, Gogolin, O.-S.
Zimmermann, Fr., Bergschullehrer, Waldenburg-Altwasser, Mangelweg 6.

Provinz Ostpreußen

Gross, Hugo, Dr., Studienrat, Allenstein, Bismarckstr. 17.
Lieck, Robert, Lehrer, Braunsberg/Ostpr., Arendtstr. 15.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15009

Do 1588(N) 40

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr 1938

Band 59

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG BIBLIOTHEK

A. Wissenschaftlicher Teil

POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ Th 15008

B E R L I N

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1939

Dd 1588(11) 40

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin

für das Jahr 1938

Band 59

B. Amtlicher Teil

B E R L I N

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1939

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

E 14 5 1949

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej